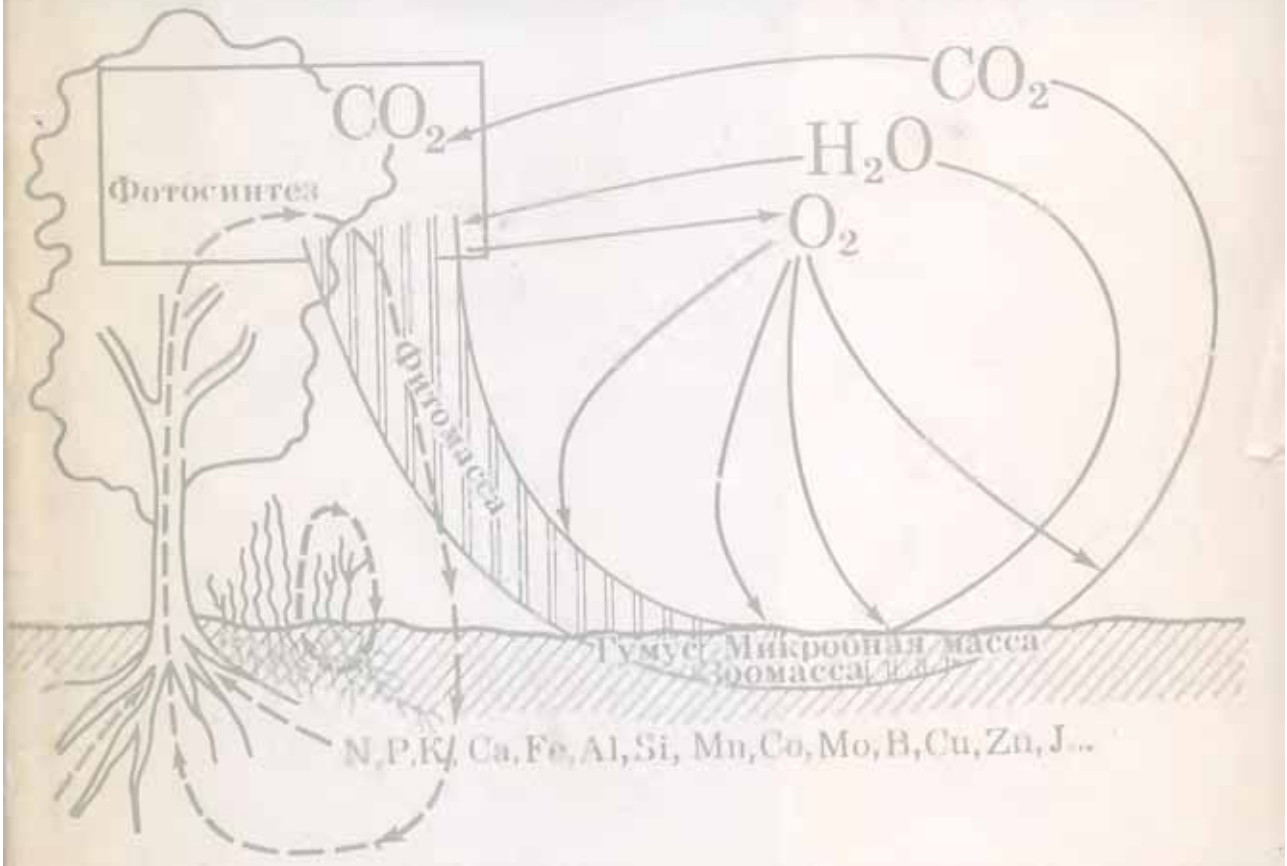
В. А. КОВДА

ОСНОВЫ УЧЕНИЯ О ПОЧВАХ



Книга первая

В. А. КОВДА

ОСНОВЫ УЧЕНИЯ О ПОЧВАХ

1

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ
ПОЧВОВЕДЕНИЯ И МЕЛИОРАЦИИ ПОЧВ

V. A. KOVDA

THE PRINCIPLES OF PEDOLOGY

GENERAL THEORY OF SOIL FORMATION

FIRST BOOK



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
MOSCOW 1973

В. А. КОВДА

ОСНОВЫ УЧЕНИЯ О ПОЧВАХ

ОБЩАЯ ТЕОРИЯ ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНОГО ПРОЦЕССА

КНИГА ПЕРВАЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1973

УДК 631.4

Основы учения о почвах. Ковда В. А. М., «Наука».

В работе рассматриваются теоретические основы современного учения о почвообразовании, главнейшнх факторах и формах почвообразовательного процесса. Почва рассматрнвается как компонент биосферы и экологической системы н вместе с тем как объект труда в земледелии и мелиорации.

Работа выходит в двух книгах.

В первой книге излагаются геохимические закономерности миграции и дифференциации продуктов выветривания и почвообразования и значение этих процессов в развитии свойств почвенного покрова и в его использовании.

Учение о факторах почвообразования дается на основе историко-генетических принципов. Особое внимание уделено роли биологических, биогеохимическнх и геологических процессов, ведущих к формированию разнообразных почв.

Таблнц 106, иллюстраций 94.

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

доктор геолого-минералогических наук

Г. В. ДОБРОВОЛЬСКИЙ

EDITOR-IN-CHIEF

G. V. DOBROVOLSKY

$K \frac{0434\text{-}0263}{042(02)\text{-}73}$ 997-72

© ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА», 1973

ПРЕДИСЛОВИЕ

Среди научных проблем второй половины XX в. все большее значение приобретает проблема взаимоотношения человеческого общества со средой его обитания — биосферой. В связи с этим особенно важны отрасли знания, имеющие прямое отношение к использованию человеком основных ресурсов биосферы — воды, земли, воздуха, продукции растительного и животного мира. Все более заметное место среди этих отраслей занимает наука о почве. И это не удивительно, так как с каждым годом все острее становится необходимость не только наиболее производительного использования ресурсов планеты, но также и их охраны.

Помимо практических запросов сельскохозяйственного производства, здравоохранения, инженерно-строительного дела, поисковой геологии и других направлений хозяйственной деятельности человека, перед современным почвоведением возникли совершенно новые задачи. Они требуют глубокого анализа роли и значения почвенной оболочки Земли (педосферы) — той части биосферы, которая отличается наивысшей плотностью жизни и наибольшей геохимической энергией живого вещества.

Думается, что именно такой подход к изучению роли почвы в жизни Земли и человечества мы находим в предлагаемой вниманию читателя монографии члена-корреспондента Академии наук СССР профессора Московского государственного университета В. А. Ковды. Проблема происхождения и эволюции почв рассматривается в ней в очень широком плане, на основе творческого развития современных идей биогеохимии и биогеоценологии. Это позволяет выявить специфику почвы как природного образования, возникающего и развивающегося в результате воздействия мира организмов на литосферу. Вместе с тем этот подход отражает и специфику почвоведения как науки, занимающей особое место на стыке геологических и биологических дисциплин.

Автор монографии глубоко убежден в том, что законы генезиса и географии почв могут быть в полной мере раскрыты лишь на основе изучения общей истории развития земной поверхности. Поэтому большое внимание уделяется в монографии проблемам палеопочвоведения, особенно истории развития почв в послеледниковое время. Впервые обстоятельно анализируется связь почвообразования с неотектоникой. Совершенно по-новому освещается роль глубинных факторов почвообразования.

В особый раздел выделена энергетика почвообразования — пока еще слабо разработанное, но очень перспективное направление в изучении почв. Также особо рассмотрена и проблема возраста почв. Убедительно показано важное значение этой проблемы не только в теоретическом плане, но и для правильного решения актуальнейших задач диагностики почв и мелиоративного почвоведения.

Вообще историко-эволюционный принцип пронизывает изложение всех вопросов теории почвообразовательного процесса и географии почв. Это несомненное и очень яркое достоинство монографии.

Нельзя не заметить и еще одну важную особенность этой книги. Она заключается в том, что проблемы генезиса и географии почв, их мелиорации и хозяйственного использования рассматриваются на фоне разнообразия почв многих стран мира и с учетом мирового опыта земледелия.

По оригинальности и глубине трактовки важнейших вопросов современного почвоведения, по широте их охвата и обилию материала книга В. А. Ковды не имеет себе равных в отечественной литературе и не может быть отнесена ни к учебникам, ни к специальным монографиям. Она представляет собой опыт фундаментально-энциклопедического обобщения современных знаний в области теоретического почвоведения. Этот опыт предпринят творчески работающим ученым, поэтому совершенно естественно, что книга четко отражает научное мировоззрение и научные интересы автора.

На общем построении и стиле монографии ярко отразилось и то, что в ее основу положены лекции, читавшиеся автором студентам-почвоведам Московского государственного университета и других высших учебных заведений. Каждый раздел книги представляет собой законченное произведение. Этим обстоятельством объясняется возвращение к одному и тому же вопросу в разных главах, но в ином плане и в сочетании с другими проблемами. Подобный дидактический прием позволяет автору монографии не только всесторонне рассмотреть многие вопросы, но и открыть возможности новой их постановки.

В истории развития каждой отрасли знания время от времени наступают такие периоды, когда особенно остро ощущается потребность систематизации и обобщения накопленных знаний. Почвоведение нашего времени, несомненно, нуждается в крупных монографиях обобщающего значения. Фундаментальная работа В. А. Ковды, на наш взгляд, вполне отвечает этой потребности. Однако дело не только в систематизации и обобщении уже известного. В этой монографии, как было уже сказано, изложены новые взгляды, новые и оригинальные гипотезы, обогащающие теорию почвообразовательного процесса и развивающие учение о почве как важнейшей части биосферы нашей планеты.

Несомненно, «Основы учения о почвах» будут широко использоваться студентами, аспирантами, научными работниками и специалистами в области почвоведения и смежных отраслей знания.

Г. В. Добровольский

ОТ АВТОРА

Почвоведение, как и все науки, дифференцируется в процессе развития, по мере накопления и углубления знаний о природе. Генетические принципы почвоведения, заложенные В. В. Докучаевым, развились за последние 35—40 лет в учение о происхождении и эволюции почвенного покрова в биогеохимическом освещении. Почвенный покров Земли рассматривается как компонент биосферы, играющий сложную общепланетарную роль в накоплении и перераспределении энергии и в поддержании круговорота химических элементов, жизненно необходимых для организмов. Почвы и организмы образуют на суше первичные структурные единицы биосферы — биогеоценозы (экосистемы), которые выполняют на нашей планете функцию биосинтеза растительного органического вещества, что является основным условием существования животных, большинства микробов, человека и человеческого общества.

Культурные (искусственные) биогеоценозы, направляемые разумом и трудом человека, производят важнейшую органическую продукцию пищевого и производственного значения. Получение биологической продукции с использованием растительных и животных организмов без рационального воздействия на почвенный покров и его режим практически невозможно. Однако эффективно управлять культурными экосистемами удается лишь тогда, когда правильно поняты механизм, сущность и история взаимоотношений почвы, организмов и условий среды.

Человек получает максимальную устойчивую биологическую продукцию от биогеоценозов только тогда, когда он правильно воздействует на звенья этой сложной системы. Отчуждая продукцию для себя, человек должен восполнять или возвращать в почву взятые компоненты, сохранять и улучшать почву, ее водно-воздушный и тепловой режимы, обновлять и чередовать виды и сорта растений, активировать микробиологическое население почвы и др. Человек с помощью комплексных мелиораций, используя современную науку, технику, индустрию, своим трудом может преобразовать бесплодные и малопродуктивные природные ландшафты планеты в высокопродуктивные угодья. Таковы аридные области, мерзлотные зоны северного полушария, высокогорные страны, мелководья озер и морей, заболоченные пространства.

Правильно выбрать методы мелиорации, рассчитать и дать обоснованные прогнозы последствий воздействия человека на природные ланд-

шафты с целью получения максимальной хозяйственно ценной биологической продукции можно лишь при глубоком знании почв и их взаимоотношения с географической средой. На почвоведение ложатся задачи решения этих проблем в комплексе с другими науками о природе и живом веществе.

В почвоведении для практического решения названных вопросов необходимы развитая общая теория почвообразования и конкретные знания локальных особенностей почв, их потенциальных возможностей и факторов, лимитирующих продуктивность культурных экосистем. Необходимы знания типов почв и их многообразных местных вариантов и модификаций. Над этим трудится огромная армия почвоведов и агрохимиков СССР и других стран. Этим проблемам посвящена обширная научная литература.

Предлагаемая читателю монография посвящена изложению основ учения о формировании почв и почвенного покрова. В ней рассматриваются биогеохимические основы учения о почвообразовательном процессе.

В основу книги автором положены итоги многолетних исследований, проведенных в Почвенном институте им. В. В. Докучаева, а также материалы, собранные во время производственных работ и путешествий на разных континентах мира. В книге использованы лекции, читанные автором в разные годы в Московском государственном университете (1939—1941, 1953—1958, 1965—1970 гг.), в Московском гидромелиоративном институте им. В. Р. Вильямса (1943—1949 гг.) и доклады на научных конференциях и конгрессах в СССР и за рубежом.

Автор приносит искреннюю благодарность своим товарищам, работающим на кафедре почвоведения МГУ,— Б. Г. Розанову, Т. И. Евдокимовой, Л. А. Гришиной, Е. М. Самойловой, Ф. И. Левину, И. В. Якушевской за ценную помощь в работе и за соавторство в ряде глав книги. Автор признателен Т. А. Гевельсон, А. И. Самородовой, А. Д. Мягковой, И. М. Хабиной, Ю. Н. Зборищуку, М. Ф. Херасковой, Н. Д. Дунаевой, а также В. Д. Васильевской, Г. В. Захарьиной и В. С. Муратовой, которыми выполнена большая кропотливая научно-техническая работа по оформлению и выверке таблиц, графиков, иллюстраций и текста рукописи. Рукопись была просмотрена профессорами Г. В. Добровольским и Ю. А. Ливеровским, которые высказали ряд советов, принятых автором с благодарностью.

Автор отдает себе отчет в том, что книга отражает его личные представления о современном состоянии почвоведения и его личный научный и педагогический опыт. Вместе с тем автор старался оставаться на почве фактов, объективно излагая научный материал. Научная осведомленность автора в различных областях почвоведения не одинакова. Различна также и степень разработанности отдельных разделов почвоведения. Все это не могло не отразиться на содержании и форме изложения книги. Но автору хотелось передать свой 45-летний научный багаж поколению молодых почвоведов. Автор стремился также к тому, чтобы книга была полезной для исследователя, преподавателя и производственника. Как это удалось — покажет мнение читателей.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ПРЕДМЕТ И ИСТОРИЯ ПОЧВОВЕДЕНИЯ

Введение

Предмет и методы почвоведения

Морфологии почв

Основные вехи в истории науки о почве

ВВЕДЕНИЕ

Почвенный покров представляет собой самостоятельную сложную специфическую биогенную оболочку земного шара, окутывающую сушу материков и мелководья морей и озер.

Поверхностные горизонты горных пород (литосферы), подвергаясь воздействию многих поколений организмов, испытывая длительное и глубокое влияние атмосферы и гидросферы, преобразуются в почвенный покров, обладающий развитой способностью обеспечивать рост и продуктивность растений, т. е. производить фитобиомассу, и играющий огромную геофизическую и биогеохимическую роль в истории нашей планеты.

Выдающийся советский геохимик В. И. Вернадский (1926, 1933, 1934, 1940, 1965) назвал почву «благородной ржавчиной Земли», имея в виду, что почвенная оболочка образовалась в результате взаимодействия названных выше геофизических оболочек планеты — литосферы, атмосферы, гидросферы и биосферы. «Благородная» потому, что она обладает развитым плодородием, т. е. способностью производить урожай растений; «ржавчина» потому, что почвенный покров является продуктом переработки первозданных горных пород.

То обстоятельство, что почвенный покров образуется в результате взаимодействия ряда геофизических оболочек Земли и организмов, определяет положение почвоведения среди других естественных наук. Современная наука о почве опирается на такие научные дисциплины, как биология, физика, химия, геология, география, геохимия, геофизика, и ставит целью решение практических проблем земледелия и лесного хозяйства, а также многих вопросов медицины, инженерного искусства, поисков полезных ископаемых и др. С одной стороны, это осложняет науку о почве, а с другой — делает ее необычайно интересной и практически важной.

Находясь в непрерывном взаимодействии с другими оболочками планеты, почвенный покров активно участвует в сложных процессах обмена и превращения энергии и вещества на земном шаре и играет большую общепланетарную роль, определяя многие свойства и явления в литосфере, атмосфере, биосфере и гидросфере. Благодаря этому почвоведение, как писал В. В. Докучаев, открывает путь к познанию «важнейших для развития сельского хозяйства и тем самым для судеб человечества про-

блем многосложных и многообразных соотношений и взаимодействий, а равно законов, управляющих вековыми изменениями их, которые существуют между так называемой *живой и неживой природой,* между: а) поверхностными горными породами, б) *пластикой* земли, в) почвами, г) наземными и грунтовыми водами, организмами (в том числе, и даже главным образом, низшими) и человеком...» (1899, стр. 6).

Знание и использование законов, управляющих почвообразованием и процессами формирования почвенного плодородия, является одним из основных условий ведения научно обоснованных систем земледелия. На большую роль правильного понимания географической среды и особенно почвенного покрова в рациональной постановке сельского хозяйства В. В. Докучаев указывал еще в конце XIX в.

«*Все* вышеупомянутые факторы, *лежащие в основе* сельского хозяйства, до такой степени тесно связаны между собою, так сказать, переплетаются друг с другом, до такой степени трудно *расчленимы* в их влиянии на *жизнь* человека, что, как при *изучении* этих факторов, так и особенно при *овладении* (если желают, конечно) ими, безусловно необходимо иметь в виду, по возможности, всю *единую цельную и нераздельную* природу, а не отрывочные ее части; необходимо одинаково чтить и штудировать все глубочайшие элементы ее, иначе мы никогда не сумеем управлять ими, никогда не будем в состоянии учесть, что принадлежит одному и что другому фактору» (Докучаев, 1949, стр. 430—431).

Педосфера (почвенный покров) находится в теснейшей взаимозависимости и постоянном взаимодействии с литосферой, биосферой, гидросферой и атмосферой, играя важнейшую общепланетарную роль в истории развития нашей планеты.

Рассмотрим важнейшие функции почвенного покрова на Земле.

РОЛЬ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА В ЖИЗНИ ЗЕМЛИ

Аккумуляция энергии

Почвенный покров, обладая способностью обеспечить потребности сухопутных растений в минеральном, водном, углекислом и азотном питании, является важнейшим условием фотосинтетической деятельности растений, аккумулирующих этим путем колоссальное количество солнечной энергии, связанной в массе растительного органического вещества.

Растительность наземных почв аккумулирует в год около $0{,}5 \cdot 10^{15}$ *квч* энергии путем фотосинтеза и создания новых масс органического вещества.

В форме топлива, пищи и кормов ежегодно расходуется на земном шаре около $7{,}0 \cdot 10^{12}$ *квч* этой энергии. Около $16{,}2 \cdot 10^{12}$ *квч* энергии используется человечеством путем сжигания ископаемых топлив, созданных также, по-видимому, растениями (уголь, торф, нефть) в прошлые геологические эпохи (Рабинович, 1951). Если учесть, что использование других форм энергии (энергия рек, ветра) на земном шаре невелико, а новые источники энергии (ядерная, энергия приливов, внутриземное тепло и др.) используются еще ничтожно, становится ясным, что как в настоящем, так и длительное время в будущем система почва — растение — животные в жизни человечества будет главным поставщиком трансформированной энергии Солнца.

«Процесс непосредственного преобразования кинетической энергии солнечного луча в потенциальную энергию органического вещества, пригодного для снабжения человечества кинетической энергией и пищей, до настоящего времени выполняется только живыми организмами — зелеными растениями»,— подчеркивал В. Р. Вильямс, один из основоположников современного почвоведения (1949, стр. 13).

Не исключено, однако, что в будущем плодородие Мирового океана и фотосинтетическая деятельность растений гидросферы будут использоваться человечеством несравненно больше, чем теперь, и займут первое место среди источников покрытия потребности в продовольственных и энергетических ресурсах.

Почвенный покров и биосфера

Жизнь на Земле сосредоточена на поверхности суши и в верхних слоях озер, морей, океанов. Но в целом область существования живого вещества распространяется на десятки, сотни и тысячи метров в глубину земной коры и океана и на 2—3 десятка километров в высоту. Область существования организмов образует биосферу Земли, которая как бы пронизывает или включает полностью или частично остальные оболочки нашей планеты. Особенно это относится к почвенному покрову, который является продуктом взаимодействия биосферы и литосферы.

Почвы представляют собой среду и условие существования сухопутной растительности, животных и микроорганизмов. Во многих отношениях почвы являются главным вместилищем живого вещества, например корней или сухопутных беспозвоночных животных, приемником продуктов метаболизма и посмертных остатков, источником водного, азотного, зольного и витаминного питания растений и многих других организмов. Почвенный покров обеспечивает потребности высших растений в питании и в создании той фитобиомассы, которая используется животными и микроорганизмами, а также человеком. Ежегодно на суше высшими растениями синтезируется около $n \cdot 10^{10}$ *т* сухого растительного вещества. Одновременно около 0,5% этой фитомассы полностью минерализуется. За 200—300—500 лет завершается в среднем цикл минерализации фитомассы, создаваемой ежегодно сухопутными растениями и почвой.

В пищу человек использует лишь ничтожную часть синтезируемой фитомассы — около $3{,}6 \cdot 10^8$ *т* в год, т. е. несколько процентов. Таким образом, на суше в пределах биосферы в системе почва — организмы (главным образом растения) существует общепланетарный циклический обмен энергией и веществом, включающий поглощение, переход в состав органического вещества и затем минерализацию соединений углерода, азота, кислорода, водорода, фосфора, серы, кальция, калия, кремния, железа, магния и др. Если считать, что зольные вещества и азот составляют в фитомассе около 5%, то в масштабе планеты на суше ежегодно вовлекается в биогенный круговорот до $n \cdot 10^8$ *т* элементов питания растений. Большая часть этого количества минеральных веществ ежегодно возвращается в почвы и воды вследствие разложения фитомассы. Как мы увидим ниже, именно этот грандиозный процесс является главной двигательной силой в почвообразовании, в создании развитого плодородия почв и в оформлении гумусовой оболочки на суше.

Почвенный покров и атмосфера

Современный состав атмосферы земного шара находится под огромным влиянием почвенного и растительного покровов. Динамика кислорода, углекислого газа, азота, водорода, паров воды — основных компонентов атмосферного воздуха на Земле — обязательно включает в себя систему растение — животные — микроорганизмы — почва. Кислород, углерод, азот, водород в разной форме и разных соотношениях участвуют в синтезе органического вещества растениями; эти соединения испытывают сложные превращения в почве, особенно под влиянием почвенной фауны и микроорганизмов.

Газовая фаза почвы находится в состоянии непрерывного обмена и взаимодействия с атмосферным воздухом, отдавая в него угольную кислоту, аммиак, окислы азота, элементарный азот, сероводород, метан, водяные пары. Почва и населяющие ее организмы непрерывно поглощают из воздуха газы и особенно интенсивно потребляют атмосферный кислород.

Современной геохимией доказано, что существование кислорода в атмосфере обязано вообще деятельности растений, а атмосферная угольная кислота многократно прошла через организмы и почву. Азот принимает активное участие в синтезе белка. История азота атмосферы, таким образом, связана с растениями, животными и почвой.

Итак, мы видим, что и химия атмосферы в значительной степени определяется почвенно-растительным покровом Земли. Конечно, Мировой океан, составляющий 70% поверхности планеты, с его организмами является еще более могучим фактором, регулирующим газовый режим атмосферы.

Почвенный покров и гидросфера

Круговорот воды на земном шаре включает как важнейшее звено и почвенную влагу. Почвенный покров суши получает атмосферную влагу и через испарение и транспирацию растениями отдает ее в атмосферу. Водные свойства почв определяют в большой степени процессы движения воды, ее сток и испарение. Поверхностный сток и грунтовые воды являются основными источниками питания рек, сбегающих с суши в моря и океаны. Но с речной водой в моря и океаны поступают и минеральные растворы.

Речная вода содержит в среднем около 0,2—0,4 *г/л* минеральных соединений. Кроме солей в речной воде всегда содержатся гумусовые вещества и минеральные частицы, смытые с поверхности почвы. Количество твердых взвешенных веществ достигает в речной воде 2—5—10 *г/л*. Все эти минеральные и органические вещества являются продуктами выветривания и почвообразования на суше.

Таким образом, химизм рек и речных наносов непосредственно связан с химизмом почвенного покрова. Химический состав морей, океанов и их осадочных отложений связан в свою очередь с химизмом рек и через них с почвами суши.

Почвенный покров и литосфера

Жизнь и почвообразовательные процессы на Земле продолжаются миллиарды лет. За это время в земной коре сформировались мощные толщи (десятки километров) осадочных отложений морского и континен-

тального происхождения. Эти толщи отложений содержат ценнейшие полезные ископаемые: уголь, нефть и торф, железо, марганец и алюминий, керамические глины, соли, фосфориты и т. д.

В большей или меньшей степени осадочные горные породы континентального происхождения испытали на себе прямое воздействие древнего почвенного покрова и древней растительности суши соответствующей геологической эпохи. Но и осадочные породы морского типа, особенно в зоне мелководий, в процессе седиментации подверглись влиянию древнего подводного почвообразования. Это относится к осадочным горным породам, содержащим большое количество органического вещества, и прежде всего к каменным углям, торфам, горючим сланцам, каолиновым и монтмориллонитовым глинам, скоплениям соединений железа и алюминия (латериты, бокситы).

Итак, литосфера, атмосфера, гидросфера, биосфера и почвенный покров тесно связаны между собой, находясь в непрерывном взаимодействии.

Таким образом, можно видеть, как велика роль почвенного покрова в жизни нашей планеты.

ПОЧВЕННЫЙ ПОКРОВ КАК ВАЖНЕЙШЕЕ УСЛОВИЕ СУЩЕСТВОВАНИЯ ЧЕЛОВЕКА

Необходимо помнить одно из важнейших положений марксизма-ленинизма о том, что почвенный покров, обладая развитым естественным плодородием и способностью производить урожаи растительного вещества, является основным условием существования человека и возникновения сельского хозяйства со всеми его отраслями, ибо плодородие почвы обеспечивает возможность получения необходимых для человека масс продовольствия и сырья.

К. Маркс указывал и на то, что почва является местом для поселения человека, средством и материалом труда, «базисом коллектива».

Зарождение древних цивилизаций происходило в тех районах нашей планеты, где естественное плодородие почв было особенно велико (дельты рек, почвы вулканических зон, черноземные почвы степей).

ПОЧВЕННЫЙ ПОКРОВ КАК СРЕДСТВО ПРОИЗВОДСТВА И ОБЪЕКТ ТРУДА В СЕЛЬСКОМ ХОЗЯЙСТВЕ

Почвенный покров является одним из основных средств производства и объектом труда в сельском хозяйстве, а его распределение — причиной острых социальных конфликтов. Земледелие, включая сельскохозяйственные мелиорации, лесное хозяйство, животноводство, рыбоводство — все эти отрасли хозяйственной деятельности человека прямо или косвенно базируются на использовании потенциальных возможностей почвенного плодородия и воздействуют через технику и труд на сущность и направление современных почвенных процессов. Это положение — коренной принцип советского почвоведения.

Одной из важнейших задач почвоведения в условиях планового хозяйства социалистического общества является разработка научных основ и методов прогрессивного повышения плодородия почв и рационального использования земельных ресурсов как средств производства.

Плановое развитие хозяйства в социалистических странах требует всестороннего и правильного учета особенностей почвенного покрова при планировании и размещении отраслей сельского хозяйства, при выборе и географическом размещении культурных растений, при проектировании урожаев и доходности хозяйств, при разработке дифференцированной агротехники, рассчитанной на высокие урожаи, применении удобрений, при разработке типов сельскохозяйственных машин.

Многие ценные сельскохозяйственные растения не выносят высокой кислотности почв (пшеница, кукуруза, клевер), другие угнетаются избыточным содержанием углекислого кальция (чайный куст, цитрусовые); некоторые предпочитают слабую засоленность почв (свекла, финиковая пальма); большинство растений не выносит заболоченности и засоленности почв, но рис может переносить это. Все эти физиологические особенности сельскохозяйственных растений и их требования к среде возможно правильно учесть и оценить только на основе данных почвоведения.

Социалистические страны осуществляют планомерные мероприятия по ликвидации тяжелых последствий стихийного использования почвенного плодородия в прошлом. Природное плодородие почв расхищается монокультурой, эрозией (смывом и выдуванием), засолением и заболачиванием при орошении, образованием подвижных песков. Ликвидация всех этих явлений и предупреждение возможности возникновения их в государствах социалистического типа осуществляются на основе изучения почв, утративших плодородие, и путем разработки специальных мероприятий, приспособленных к данным почвенным условиям.

Страны социализма ведут большие работы по освоению лучших целинных и залежных земель, по борьбе с засухой и орошению безводных областей, по осушению болот. Все эти мероприятия, направленные на повышение материального благосостояния трудящихся, проводятся также с предварительным изучением почв и проектированием комплекса технических и агрономических приемов регулирования почвенных процессов, водного и питательного режима почв, поддержания и повышения их плодородия. Знание географии различных почв страны позволяет, наконец, в сочетании с данными климатологии и геоморфологии дать основу для достаточно подробного районирования территории, что и должно являться основой дифференцированного подхода к ведению сельского и лесного хозяйства.

ЗНАЧЕНИЕ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЕ

Возникнув с появлением жизни на Земле, почвенный покров играл большую роль в истории земной коры. Особенно велика роль почвенных процессов в формировании осадочных горных пород и тех полезных ископаемых, которые с ними связаны. Так, происхождение и районы образования ряда месторождений железных и марганцевых руд связаны с древними болотными процессами и с осаждением этих соединений в приморских мелководьях. Месторождения бокситов обязаны в большинстве древнему тропическому почвообразованию. В результате процессов выветривания и почвообразования в прошлые геологические эпохи возникли залежи ценных для промышленности глин (каолинитов), фосфоритов. Месторождения нитратов, соды, гипса, извести, поваренной соли и других солей обязаны древнему или современному соленакоплению и образованию засоленных почв разного типа.

С почвенными процессами часто связаны скопления соединений йода, брома и других малораспространенных ценных элементов. Зная законы почвообразования и роль тех или иных элементов и их соединений в почвенных процессах, возможно предвидеть районы их концентрации и предсказывать направление поисково-разведочных работ.

Наличие в земной коре некоторых полезных ископаемых, например нефти и горючих газов, а также скоплений отдельных элементов (меди, кобальта, никеля и др.) отражается на свойствах почв и вызывает существенные отклонения от нормального почвообразования, свойственного данным условиям. Знание подобных «аномалий» в почвенном покрове позволяет направлять поиски и разведку соответствующих полезных ископаемых. В настоящее время разрабатываются специальные, «почвенно-геохимические» методы поисков и разведки полезных ископаемых, основанные на использовании почвенных признаков как показателей присутствия данного полезного ископаемого. Эти методы перспективны для поисков нефти, месторождений меди, урана и др.

Почвы обладают весьма различными инженерно-геологическими свойствами. Долговечность деревянных, металлических и бетонных конструкций, фундаментов, стен зависит от химического состава почвенно-грунтовых вод, биохимических реакций в почвах и взаимодействия между материалами сооружений и почвой.

Строительство дорог также опирается на научные положения почвоведения, так как химические, физические и биодинамические свойства почв непосредственно отражаются на дорожно-строительных свойствах грунта. Так, на солончаковых почвах, на которых битум и бетон легко разрушаются, дороги быстро выходят из строя.

В некоторых орошаемых районах фундаменты построек разрушаются под воздействием почвенных солей через 4—5 лет после закладки.

При строительстве аэродромов также используются достижения почвоведения. Пылимость грунтов на аэродромах, долговечность и устойчивость взлетно-посадочных полос, успешность создания дернового покрытия на летном поле зависят от свойств почвенного покрова и особенно от химизма почвенных растворов. В частности, следует указать на быстрое разрушение бетонных покрытий и металлических конструкций в условиях кислых почв влажных областей. Чтобы построить хороший аэродром, необходимо иметь детальную почвенную карту и знать свойства почв.

В толщах земной коры погребены древние почвы или остатки их горизонтов. Изучая ископаемые почвы, можно восстановить географическую обстановку того времени, когда эти почвы образовались, и рисовать более или менее точно историю геологических процессов, смену физико-географических условий (изменения климата и рельефа), движение и накопление продуктов древнего выветривания и почвообразования. Таким образом, почвоведение помогает при решении ряда важных вопросов исторической геологии и геохимии.

ЗНАЧЕНИЕ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА В МЕДИЦИНЕ И ВЕТЕРИНАРИИ

Ряд заболеваний, причины которых ранее не были известны, связан с определенными почвенными условиями и физико-географической обстановкой (эндемические заболевания). Избыток или недостаток некоторых химических соединений в почвах сказывается через почвенные воды, продукты питания и корма на животных организмах и человеке.

Некоторые районы выщелоченных кислых почв бедны соединениями кальция, кобальта, никеля, меди, йода,— это создает предпосылки для развития тяжелых болезней, например так называемой уровской болезни, сопровождающейся ненормальным формированием скелета и тяжелыми уродствами, рахита при дефиците кальция, зобной болезни при недостатке йода. Дефицит меди в почвах вызывает у животных сухотку, а недостаток кобальта—яловость и ненормальное развитие скелета у крупного рогатого скота. Избыточное содержание в почвах мышьяка и селена является иногда причиной отравления, а свинца — причиной гематурии у животных. Наблюдаются некоторые связи распространения раковых заболеваний с географией почвенных микроэлементов.

Почвы заселены многими миллиардами микроорганизмов; некоторые из них выделены из почв и используются для изготовления ценнейших лечебных препаратов — антибиотиков, таких, как стрептомицин, ауремицин, пенициллин, мицитин и др. В составе микрофлоры ряда почв содержатся патогенные микробы, которые вызывают тяжелые заболевания, например столбняк.

В настоящее время успешно развивается новая отрасль микробиологии и биохимической промышленности, разрабатывающая проблему использования почвенных микроорганизмов для получения ценных лечебных препаратов, сильных ядов, активаторов и т. д. Некоторые болезни связаны с животными, живущими только в определенных почвенных условиях. Так, например, грызуны, обитающие в супесчаных и песчаных почвах сухих степей и пустынь, переносят чуму, туляремию, малярию, гельминтозы и др.

В этой большой области почвоведением и медициной сделано еще мало, многое еще неизвестно или не вполне ясно. Но уже теперь очевидно, что ряд важных вопросов медицины и ветеринарии не может быть правильно разрешен без должного учета особенностей почвенного покрова.

ПОЧВОВЕДЕНИЕ В БОРЬБЕ ЗА МАТЕРИАЛИСТИЧЕСКУЮ ДИАЛЕКТИКУ

Как и во всякой области теоретических знаний, в почвоведении идет борьба передовых философских воззрений с идеалистическими, реакционными лженаучными «теориями», устарелыми, отжившими и ошибочными положениями. Поэтому научные основы почвоведения и его отдельные положения и открытия играют существенную роль в борьбе за торжество материалистической диалектики. Особенно велико значение почвоведения в разоблачении мальтузианства и неомальтузианства.

Более 150 лет назад, в разгар Великой французской революции, английский дворянин и священник Мальтус выступил с утверждением, что причиной нищеты и тяжелого материального положения трудящихся является не эксплуатация их феодалами, а чрезмерно высокая рождаемость и несоответствие между ростом численности народонаселения, с одной стороны, и ростом средств питания — с другой. Согласно Мальтусу рост народонаселения идет в геометрической прогрессии, а рост производства средств пропитания развивается якобы лишь в арифметической прогрессии.

Мальтус в своей книге «Опыт о законе населения» (1798) писал, что разрыв между ростом численности народонаселения и ростом производства средств потребления необходимо преодолеть путем поддержания

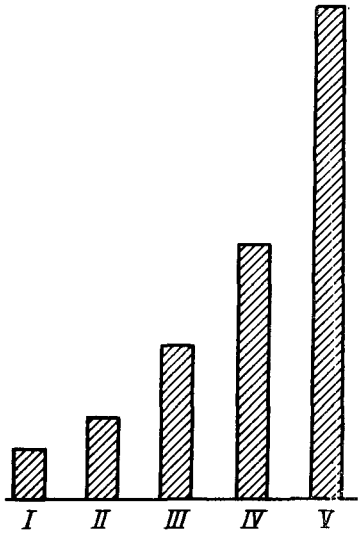


Рис. 1. Рост урожаев зерновых в индустриально развитых странах в XVIII—XIX вв.

I — XVIII в.— мелиорации (осушение, известкование, орошение), трехпольная система; урожай 7 *ц/га*;
II — XIX в.— мероприятия XVIII в.+ + севооборот; урожай 16 *ц/га*;
III — первая половина XX в.— мероприятия XIX в.+минеральные удобрения, севооборот с клевером; урожай 28—30 *ц/га*;
IV — вторая половина XX в.— мероприятия первой половины XX в.+ +высокие дозы удобрений, новые сорта, пестициды; урожай 40—50 *ц/га*;
V — XXI в. мероприятия конца XX в.+ +физиологически активные соединения, повышенный КПД фотосинтеза; урожай 80—100 *ц/га*

безбрачия, регулирования и сокращения рождаемости трудящихся, сокращением медицинской помощи, поощрением высокой смертности и войн.

Маркс и Энгельс показали, что Мальтус и мальтузианцы подделывают науку в интересах господствующих классов для того, чтобы отвлечь угнетенные классы от революционной борьбы за ликвидацию капиталистического строя, который и является действительной причиной нищеты трудящихся.

Теоретические основы современного почвоведения и передовой опыт современной агрономии опровергают лжеучение Мальтуса. Производство средств потребления, т. е. урожай сельскохозяйственных растений, как показало последнее столетие, при рациональной системе земледелия и воздействия на все факторы роста растений (особенно на питание) непрерывно и интенсивно растет, опережая прирост населения. Выдающиеся советские ученые К. А. Тимирязев, Д. Н. Прянишников, В. Р. Вильямс своими исследованиями разоблачили ненаучную «теорию» Мальтуса и резко выступали против реакционных общественно-политических выводов неомальтузианства.

Опыт последнего столетия убедительно показал непрерывность роста плодородия почв и урожаев в высокоразвитых плотно населенных индустриальных странах (рис. 1).

Почвоведение опровергает лживые утверждения неомальтузианцев о том, что свободных земельных ресурсов на земном шаре не осталось и поэтому невозможно обеспечить продовольствием растущее население планеты. Средняя освоенность земель на земном шаре, по подсчетам известного советского почвоведа Л. И. Прасолова, не превышает 10—12% суши. Вовлечение в сельское хозяйство пустующих земель, мелиорация болот, орошение пустынь, использование горных и подводных почв мелководных зон морей даст человечеству огромные новые ресурсы продовольствия и сырья (Прасолов, 1946; Прасолов, Розов, 1947).

Прогрессивные выводы современного почвоведения о безграничности роста плодородия почв и огромных ресурсах земного шара уничтожают

также «теоретические» позиции так называемых геополитиков — реакционной школы географов капиталистических стран. Геополитики утверждают, что «жизненное пространство» для некоторых стран совершенно недостаточно. Поэтому такие страны якобы «вынуждены» вести борьбу за «справедливый» передел мира и использовать громадные пространства Азии, Африки, Латинской Америки. Неомальтузианцы приписывают разрушение и истощение почв Африки и Азии не последствиям колониальной эксплуатации, а растущей численности населения этих континентов.

Картография почв, учение о почвенном плодородии, агрохимия и мелиорация почв разоблачают неомальтузианцев и геополитиков, пытающихся «научно» обосновать необходимость передела мира и регулирования роста населения развивающихся стран. Все это достаточно убедительно показывает большое общественно-политическое значение современных научных положений и фактов, установленных почвоведением.

* * *

Рассмотрев роль почвенного покрова на нашей планете и значение почвоведения в различных сферах производства (прежде всего сельского хозяйства) и общественной жизни, возможно подойти и к определению почвоведения как науки.

Почвоведение — самостоятельная, весьма широкая отрасль современного естествознания, изучающая почвенный покров как особую оболочку («сферу») Земли, подобно тому как геология изучает земную кору, биология — организмы, климатология — атмосферу, а гидрология — гидросферу.

Теоретические основы и новые открытия почвоведения находят главное приложение в сельском хозяйстве, особенно в земледелии. Вместе с тем научные положения почвоведения широко используются и в дальнейшем будут еще больше использоваться в лесоводстве, геологии, геохимии, инженерной геологии, в водном хозяйстве и рыбоводстве, в медицине и санитарии.

ПРЕДМЕТ И МЕТОДЫ ПОЧВОВЕДЕНИЯ

Итак, почвенный покров представляет собой самостоятельную земную оболочку — педосферу, которая играет исключительно важную роль в энергетическом балансе земного шара, в формировании химизма современной гидросферы и атмосферы, а также в образовании некоторых осадочных пород. Почвенная оболочка является продуктом длительного взаимодействия биосферы и литосферы и совместно с живыми организмами, в особенности с растениями, обеспечивает возникновение биогенного обмена энергией и веществом между живой и неживой природой на суше. Этот обмен сопровождается биогенным преобразованием верхних свит литосферы в почвенный покров.

Поэтому в соответствии с пониманием В. В. Докучаева почвы необходимо определить как особые природные тела, подобные минералам, растениям или животным, образующие верхнюю рыхлую оболочку земной коры, сформированную при совокупном воздействии элементов физико-географической среды и организмов на горные породы, слагающие литосферу.

Важнейшей особенностью почвы является способность обеспечивать условия для производства растениями органического вещества. Благодаря этому свойству почва является, как это впервые указано К. Марксом, средством производства и объектом трудовой деятельности человека.

НАИБОЛЕЕ ОБЩИЕ СВОЙСТВА ПОЧВЫ, ОТЛИЧАЮЩИЕ ЕЕ ОТ ГОРНЫХ ПОРОД

Почва обладает рядом специфических качеств и свойств, бóльшая часть которых отсутствует или выражена очень слабо в горных породах. Рассмотрим наиболее важные общие свойства почвы.

Неоднородность почвы по вертикали

Если почву вскрыть специальным шурфом (разрезом) и рассмотреть его вертикальные стены, то можно увидеть, что всякая почва представляет собой комплекс горизонтов, различающихся физическими свойствами, окраской и общим обликом. Количество, сочетание, степень выражен-

ности и свойства этих горизонтов являются устойчивым и характерным признаком для определенных типов и разновидностей почвы.

Совокупность генетических почвенных горизонтов объединяется в понятие «профиль почвы»; каждая почва имеет свой, характерный для нее профиль, т. е. последовательность и характер горизонтов. Генетические горизонты почвы в своем образовании тесно связаны и являются продуктом ресинтеза, аккумуляции, миграции и дифференциации вещества при почвообразовании.

Не следует смешивать наличие горизонтов в толще почвенной массы со слоистостью, которая свойственна рыхлым осадочным отложениям, сформированным текучей водой (аллювий или делювий), эоловыми агентами (песчаные осадки) или вулканическими осадками (пеплы).

Зная тип строения и сочетания генетических горизонтов почвенного профиля, можно по внешним признакам установить тип почвы и ее важнейшие свойства.

Наиболее существенным и характерным горизонтом почвы является верхний темноокрашенный горизонт. Этот верхний, содержащий гумус, горизонт обозначается литерой А. Гумусовый горизонт А может быть подразделен на подгоризонты А′, А″, А‴. Кроме гумуса, этот горизонт обогащен специфическими минеральными соединениями, которые являются продуктами почвообразования.

В числе генетических горизонтов, формирующих разные почвы, следует различать, кроме того: горизонт неразложившегося торфа (Т); горизонт лесной или степной подстилки, прикрывающей поверхность почвы полуразложившейся массой органического опада (A_0); элювиальный горизонт, т. е. горизонт разрушения и вымывания, обычно залегающий непосредственно под горизонтом А и характеризующийся пепельной, светло-серой, белесой или желтовато-серой окраской. Он обозначается обычно литерой A_2 или Е.

Ниже залегает иллювиальный горизонт В, образованный вследствие вмывания и накопления материала из вышерасположенных горизонтов А и A_2. Горизонт В формируется непосредственно под горизонтом A_2, имеет более плотную и тяжелую консистенцию, бурую или коричневатую окраску, обогащен коллоидно-дисперсными глинными минералами и соединениями полуторных окислов.

Различают также горизонты гидрогенной аккумуляции, образующиеся в результате выпадения минеральных и органических осадков (солей, окислов, глин, перегноя), принесенных в почвенный профиль восходящим или боковым током капиллярных растворов от грунтовых вод. Этот горизонт характерен для гидроморфных или палеогидроморфных почв и его следует обозначать литерой H_{ac}.

В почвах, имеющих значительное переувлажнение от грунтовых вод или от поверхностного заболачивания, формируется горизонт, имеющий сизую, голубоватую или зеленоватую окраску, получивший в народе название «глея», принятое в научной литературе для обозначения восстановленных горизонтов заболоченных почв и обозначаемое литерой G.

Под горизонтами А и В располагается горизонт С, представляющий собой измененную почвообразовательными процессами почвообразующую породу. Исходная горная порода, не затронутая почвообразованием, обычно обозначается литерой D.

Предполагается, что почва развивалась из исходной почвообразующей или, говоря иначе, материнской породы, более или менее аналогичной подпочвенному горизонту D. Если почвообразование идет на маг-

матических или метаморфических материнских породах, то высказанное положение обычно справедливо. Однако во многих случаях это совершенно не так. Большинство осадочных пород, особенно рыхлых наносов, отличается неоднородностью и слоистостью, вследствие чего свойства той осадочной породы, которая превратилась в почву и была материнской, не соответствуют свойствам современного горизонта D. В таких случаях кроме материнской различают подстилающую породу, т. е. породу, которая не была исходной для образования данной почвы, но подстилает почвенный профиль. Этот горизонт можно обозначать литерой P.

Мощность профиля почвы, считая все ее генетические горизонты, является функцией степени ее развитости (зрелости почвы), что зависит, с одной стороны, от условий почвообразования, а с другой — от продолжительности и истории почвообразовательного процесса. В полярном и высокогорном климате, где условия жизнедеятельности организмов неблагоприятны и где низкие температуры и мерзлота замедляют химическое и физическое выветривание, образуются маломощные и малоразвитые почвы с мощностью порядка нескольких сантиметров (не больше 10—20 *см*).

В условиях жаркого, влажного тропического климата, там, где эрозионные процессы не удаляют продуктов выветривания и почвообразования, мощность почв достигает наибольших размеров, измеряемых несколькими метрами, а включая кору выветривания — и десятками метров.

Из сказанного понятно, что почва по своей мощности (общей глубине всех горизонтов) не ограничивается пахотным слоем, как это рисовалось в период додокучаевского почвоведения. Мощность почвенных горизонтов также больше, чем глубина окрашенного гумусом верхнего слоя выветрелых горных пород, т. е. глубже «растительного слоя» геологов. Наиболее правильным будет считать, что мощность почвенного профиля измеряется глубиной преобразующего воздействия наземных климатических факторов, корневой системы растений и почвенной фауны.

В тех случаях, когда неглубоко залегает горизонт грунтовых вод (2—3—7 *м*), грунтовую воду рассматривают как генетический почвенный горизонт и включают ее в комплекс исследований.

Изучая почву в природе, необходимо учитывать характер и тип почвенного профиля. Следует различать по степени развитости и нарушенности три типа почвенного профиля.

1. Неразвитый, примитивный почвенный профиль. Он характерен для таких почв, в которых верхний гумусовый горизонт A очень маломощен и мало отличим от близлежащей материнской породы, а горизонты A_2, B и C не сформированы.

2. Нормальный почвенный профиль. Он характерен для зрелых, хорошо развитых и неэродированных почв и образован совокупностью основных генетических горизонтов A, B, C, D.

3. Нарушенный почвенный профиль, который вследствие смыва или дефляции утратил верхние горизонты или же, наоборот, вследствие намыва или накопления эоловых осадков приобрел дополнительную мощность.

Все почвы, сформированные на массивно-кристаллических породах, на древних плотных осадочных породах, на рыхлых осадочных породах, не имеющие близких к поверхности грунтовых вод, образуются без привноса материала со стороны (если не считать атмосферные выпадения пыли и растворов) и потому называются самостоятельными, автоморф-

ными, или автономными, или элювиальными почвами. Это почвы плато, плоскогорий, денудационных равнин, высоких водоразделов и скульптурных высоких террас.

Степень развитости этих почв весьма различна. Они могут быть примитивными неразвитыми автоморфными почвами, если гумусовый горизонт А в них очень маломощный, не достигает 10 *см* и обломки мало измененной выветриванием и почвообразованием материнской породы преобладают в массе горизонта А. Автоморфные почвы могут иметь полный типичный развитый профиль с гумусовым горизонтом А, с наличием горизонтов A_2, В и С, которые непосредственно переходят в материнскую породу.

Наконец, в тех условиях, где не было великого материкового или горного оледенения, где территория не подвергалась горообразованию и почвенный покров не разрушался, а сохранялся в течение геологически длительного времени, формируются наиболее мощные древние автоморфные почвы, так называемые палеоавтоморфные почвы, для профиля которых характерно не только наличие главных генетических горизонтов А, A_2, В, С, но также мощная кора выветривания, генетически связанная постепенными переходами с почвенным профилем и с неизмененной «исходной» горной породой.

Наряду с обширным классом автоморфных почв, не переживавших никакого влияния почвенно-грунтовых вод, имеется огромное разнообразие гидроморфных почв, которые в настоящее время или в относительно недавнем прошлом подверглись значительному воздействию почвенно-грунтовых вод. Это почвы низменностей, наклонных делювиальных равнин, межгорных долин и речных террас, континентальных и приморских дельт, молодых и древних послеледниковых поверхностей. Все гидроморфные почвы характеризуются присутствием грунтовых вод, залегающих на глубине нескольких сантиметров, нескольких метров и не глубже 7—9 *м*.

В наиболее молодых гидроморфных почвах почвообразование идет параллельно с накоплением материнской породы, которая продолжает аккумулироваться из водных потоков с поверхности. Миграция, испарение и транспирация почвенно-грунтовых вод сопровождаются их концентрированием и выпадением в осадок тех химических соединений, которые присутствуют в растворенной форме. Поэтому во всех гидроморфных почвах наряду с гумусовым горизонтом А, элювиальным или иллювиальным горизонтом (A_2 или В) присутствует, во-первых, горизонт грунтовых вод и, во-вторых, горизонт гидрогенной аккумуляции H_{ac} на той глубине, до которой доходит прямое влияние почвенно-грунтовых вод.

В зависимости от химического состава грунтовых вод и сухости климата, в котором идет почвообразование, горизонты гидрогенной аккумуляции могут быть известковыми, гипсовыми, солевыми, железистыми, алюминиевыми, кремневыми, глинистыми в чистом виде или в смеси.

Кроме современных гидроморфных почв, в природе весьма распространены древние гидроморфные почвы, которые испытали в прошлом длительное воздействие поверхностных и грунтовых вод, обогативших эти почвы различными вторичными минералами.

Поднятые современными тектоническими процессами водно-аккумулятивные равнины подвергаются расчленению и дренированию гидрографической сетью. Грунтовые воды уходят на большие глубины. Но почвы сохраняют реликтовые черты гидроморфного обогащения вторичными минералами в прошлом и поэтому называются палеогидроморфными.

В конечном счете, исходя из истории почвообразовательного процесса и его соотношения с происхождением и типом почвообразующих и материнских пород, необходимо подразделить почвы на следующие главные классы и группы.

А. Класс автоморфных почв

1. Ортоавтоморфные почвы, сформированные на магматических массивно-кристаллических породах:
   а) примитивные автоморфные,
   б) автоморфные,
   в) палеоавтоморфные.
2. Парааутоморфные почвы, сформированные на древних плотных кристаллических осадочных породах:
   а) примитивные автоморфные,
   б) автоморфные,
   в) палеоавтоморфные.
3. Неоавтоморфные почвы, сформированные на рыхлых осадочных породах, не подвергавшихся воздействию гидрогенного процесса:
   а) примитивные автоморфные,
   б) автоморфные (например, на песках, эоловых отложениях, вулканических пеплах).

Б. Класс гидроморфных почв

Подразделяется в зависимости от степени развитости и истории почвообразовательного процесса на следующие основные группы:

1. Субаквальные (подводные) почвы, формирующиеся в условиях мелководных бассейнов или при периодическом затоплении.
2. Гидроморфные почвы, имеющие на глубине 0,5—3 *м* грунтовые воды того или иного химизма.
3. Мезогидроморфные почвы, имеющие грунтовые воды на глубинах порядка 5—7—9 *м*.

В. Класс палеогидроморфных почв

1. Палеогидроморфные почвы, которые сохранили в почвенных горизонтах (в их минералогическом, химическом и физическом составе и свойствах) признаки древнего гидроморфизма, хотя в настоящее время и не подвержены влиянию грунтовых вод.
2. Протерогидроморфные почвы, которые являются автоморфными, но предположительно пережили в прошлом гидроморфизм.

Г. Класс горных почв

Основные теоретические положения почвоведения разработаны для почв равнин. Но на суше земного шара горные страны занимают до 30—40% поверхности. Поэтому необходимо выделять большой и сложный класс горных почв, подразделяющихся на несколько еще малоизученных групп.

Условия и история почвообразования в горных странах отличаются от того, что известно для почв равнин. Для горных почв характерны неразвитый или нарушенный тип профиля, смещение горизонтов в пространстве под влиянием эрозии и механического передвижения материала (оползни, осыпи), боковой вынос и транзит растворенных продуктов выветривания и почвообразования, специфика хозяйственного использования. Все это заставляет почвоведов выделять горные почвы и в классификациях, и на картах.

Перечисленные классы и группы почв всегда характеризуются закономерным сочетанием основных генетических горизонтов. Именно по наличию или отсутствию в них генетических горизонтов, а также по характеру последовательности их расположения почвовед в поле может определить принадлежность почвы к тому или иному классу и группе. Конечно, надо учитывать, подверглась ли почва разрушению силами природы (эрозия, дефляция, землетрясение, наводнение) или же изменялась

под воздействием хозяйственной деятельности человека (обработка, мелиорации, плантаж, орошение и т. д.). В этих случаях нормальные генетические горизонты могут сильно измениться или даже полностью исчезнуть. Особенно надо иметь в виду, что под влиянием вспашки, удобрений и воздействия корневых систем культурных растений на полях в пределах гумусового горизонта формируется пахотный слой, который обычно обозначается $A_{пах}$.

Почвообразование — процесс исключительно длительный, растягивающийся на тысячелетия. Поэтому там, где почвы не были разрушены тектоникой, эрозией и ледниковыми явлениями, в профиле почвы можно встретить остатки древних почвенных горизонтов, сформированных в прошлые эпохи. В этих случаях древняя почва является как бы почвообразующей породой для почвы современной. Поэтому в структуре почвенного профиля могут быть обнаружены сложные сочетания древних реликтовых генетических горизонтов почв с современными. Надо уметь отличать древние горизонты от современных.

Зная условия, в которых формируются те или иные современные генетические горизонты почв, можно по реликтовым или погребенным почвам восстанавливать палеогеографическую обстановку. Так, по наличию железистых красноцветных горизонтов можно предполагать, что в прошлом здесь шло интенсивное заболачивание в условиях влажного теплого климата. Присутствие в почвенных профилях древнего гипсового горизонта свидетельствует о том, что в прошлом здесь был засушливый климат, испарение грунтовых вод было очень интенсивным и сопровождалось формированием засоленных почв.

Однотипность почв в пределах одинаковых форм рельефа

Отличаясь вполне определенной и закономерной гетерогенностью в вертикальном направлении, тем или иным типом сочетания генетических горизонтов, почвы вместе с тем характеризуются относительной однотипностью и гомогенностью в горизонтальном направлении. Выделенные почвенные горизонты обычно более или менее устойчиво прослеживаются на местности.

Однородность почв в горизонтальном направлении тесно связана с геоморфологией местности и рельефом территории. На древних равнинах, где мезорельеф выражен слабо или не выражен вовсе, однородный характер почвенного покрова строго отвечает границам распространения этой равнины. Если равнина представляет собой водораздел либо древнюю аллювиальную террасу, то контур однотипных почв ограничивается геоморфологической границей этой равнины. Если на равнине представлены мезорельефные формы поверхности (с колебанием между гривами, лощинами, повышениями и блюдцами порядка 2—3 *м*), то на каждой форме мезорельефа мы встретим различные почвы. Протяженность границ однородных почв будет ограничена контурами распространения той или иной формы мезорельефа, т. е. гривы, лощины или блюдца.

То же относится и к микрорельефным формам поверхности. Как известно, микрорельеф измеряется колебаниями в отметках порядка 5—10 *см*. Обычно на каждом элементе микрорельефа, отрицательном или положительном, располагается определенный тип почв с закономерной повторяемостью на однотипных формах микрорельефа. Это, например, характерно для солонцовых, солончаковых или осолоделых почв. Связь почв с геоморфологией местности, с мезорельефом и микрорельефом яв-

ляется очень важным свойством, позволяющим картографировать их в природе.

Закономерная однотипность почв в пределах однородных геоморфологических элементов поверхности и форм рельефа обязывает почвоведов в полевых исследованиях закладывать почвенные шурфы для описания профиля почв гнездами по элементам мезо- и микрорельефа местности. Одиночные разрезы на поверхностях, характеризующихся наличием микро- и мезорельефа, не вскроют сложности почвенного покрова. Только гнездовой или даже траншейный тип заложения разрезов в соответствии с числом и характером элементов микро- и мезорельефа позволяет в полной мере разобраться в связях между почвенным покровом и геоморфологией местности, что и дает научную основу для составления карт.

С этим явлением тесно связан вопрос о характере взаимоперехода почвенных разновидностей. В природе сравнительно редко наблюдаются резкие границы между почвенными типами в пространстве. Эти редкие случаи связаны с резкими границами геоморфологических элементов, с близким соседством различных по возрасту и уровню древних аллювиальных террас или же с резкой разнородностью материнской породы по механическому составу, когда рядом залегают глины и пески, что встречается на аллювиальных равнинах или среди эоловых отложений. Резкие границы между почвами разного типа встречаются в горных условиях, где благодаря крутым склонам, смыву и петрографической пестроте почвообразующих пород границы между почвами также резки.

В большинстве же случаев на пологих длинных склонах, на водораздельных равнинах, на древних аллювиальных равнинах границы между разновидностями, группами и типами почв имеют постепенный характер. На схематических картах эти постепенные переходы не могут быть отражены и границы между различными почвенными типами, по возможности привязанные к границам геоморфологических элементов, будут всегда условны. И только на очень детальных картах масштаба 1 : 10 000 или 1 : 25 000 удается показать постепенность перехода одного почвенного типа в другой с помощью выделения почв, имеющих переходные признаки. Например, между черноземами и солонцами часто выделяются солонцеватые черноземы.

Однородность почвы в горизонтальном направлении в пределах однотипных форм рельефа и геоморфологии местности, однако, сопровождается постоянным варьированием почвенного профиля, горизонтов и свойств почвы в пространстве. Если детально исследовать глубины почвенных горизонтов, образующих профиль почвы, расположение солевых горизонтов и скопления различных конкреций, то можно установить, что свойства почвы, типичной для данного геоморфологического участка местности, варьируют в довольно значительных пределах и каждый индивидуально взятый разрез одной и той же почвы дает несколько различные цифры глубин горизонтов и проявления типичных свойств. Поэтому для достоверной характеристики почвенного профиля и свойств почвы по генетическим горизонтам необходимо иметь достаточно большую статистическую поверхность почвенных разрезов и связанных с ними химических и физических исследований. Наличие большого статистического материала позволяет построить кривую варьирования, кривую распределения почвенных свойств для каждого типа почв или группы почв в пределах определенных геоморфологических единиц местности.

Чем древнее почвенный покров, чем полнее и мощнее развит почвенный профиль, тем больше выражена гомогенность, однородность почв в

пространстве. И наоборот, чем моложе суша, на которой идет почвообразование, чем менее развит почвенный профиль, тем в большей мере на почвенном покрове сказывается разнородность микрорельефа, литологии и минералогии почвообразующих пород, неравномерность распределения растительности.

Иногда степень вырьирования почвенных свойств настолько велика, что необходимо дополнительно детально исследовать связь варьирования почвы с микрорельефом, распределением растительности или же с разнородностью почвообразующих пород. При максимальных степенях этого варьирования почву приходится подразделять по микрорельефу или по мезорельефу на несколько разновидностей или даже типов.

Закономерная взаимосвязь почвы и географической среды

Если для однотипных элементов рельефа при прочих равных условиях в большинстве случаев характерна однородность почвенного покрова в пространстве, то для различных элементов рельефа и для различных физико-географических условий вообще типично образование различных почв. Почвенный покров отличается резко выраженной изменчивостью в пространстве, ибо изменения в сочетании элементов географической обстановки сразу же вызывают более или менее значительные изменения в почвенном покрове. В этом смысле почва и среда составляют «единство», отражающее взаимозависимость элементов географического ландшафта.

Будучи одним из существенных элементов ландшафта, почва своими свойствами, структурой и сочетанием генетических горизонтов представляет своеобразное зеркало истории ландшафта, в котором зафиксированы современные и прошлые изменения условий в географической среде. Зная связи между генетическими горизонтами почвы и условиями среды, можно не только предсказать существование однотипных почв в однотипных ландшафтах, но и восстановить палеогеографическую обстановку прошлого.

Открытие закономерных связей между типом почвы и средой позволило В. В. Докучаеву и его ученикам в конце XIX в. составить дедуктивным методом первую почвенную карту северного полушария, что оказало огромное влияние на развитие генетического почвоведения. На основе этой же связи почв и географической среды сложилось учение В. В. Докучаева о зонах природы и почвенного покрова, горизонтальных на равнинах, вертикальных в горных странах. Это же положение о взаимозависимости почвы и географической среды послужило фундаментом учения о факторах почвообразования.

Специфические физические свойства почвы

Почва обладает специфическими физическими свойствами, которые отсутствуют в горных породах либо выражены очень слабо. Почва, особенно в пределах гумусовых горизонтов, обладает рыхлостью сложения и специфическим агрегатным состоянием, или, как говорят, структурой. В отличие от монолитных горных пород почвы обладают водопроницаемостью и, что особенно важно, водоудерживающей способностью, а также воздухопроницаемостью и аэрацией.

Монолитные горные породы и плотные глины не способны равномерно фильтровать и пропускать влагу атмосферных осадков. А такие рыхлые

осадочные породы, как пески и галечники, фильтруя воду, не могут ее удержать. Почва же обладает способностью пропускать с поверхности в более глубокие горизонты воду атмосферных осадков и удерживать ее силой своих капиллярных систем. Вместе с тем в почве влага передвигается в тех направлениях, где происходит ее потребление корнями растений или где она испаряется. Вследствие рыхлости и структурности почва способна аэрироваться и благодаря высокой дисперсности может удерживать в поглощенной форме на поверхности своих частиц различного рода ионы, газы, пары.

Развитие специфических физических свойств в почве (рыхлость, структурность, водопроницаемость, водоудерживающая способность, передвижение воды, воздухопроницаемость, поглотительная способность) создает в ней в отличие от горных пород относительно благоприятные условия для развития корневых систем растений и для заселения ее высшими и низшими организмами.

Специфические химические свойства почвы

Почва отличается рядом химических свойств, отсутствующих или слабо выраженных в горных породах. Важнейшим химическим свойством, резко отличающим ее от горных пород, считается накопление в верхней части почвенного профиля, и особенно в горизонте А, значительного количества (до 3—5—10%) гумуса, являющегося продуктом векового существования и отмирания растений, почвенных животных, микроорганизмов.

Гумус окрашивает верхние горизонты почвенного профиля в темный цвет и придает землистым материалам рыхлость и структурность. Вместе с тем гумус содержит органические вещества, являющиеся базой для жизнедеятельности микроорганизмов почвы. В состав гумуса входит ряд важнейших элементов, соединения которых нужны для питания растений (азот, фосфор, сера).

Верхние горизонты почвенного профиля в сравнении с исходной материнской породой характеризуются накоплением ряда важнейших элементов питания растений — биофилов (фосфор, азот, кальций, калий, сера, медь, цинк, кобальт и др.). В составе почвенных горизонтов обычно присутствует значительное количество высокодисперсных аморфных и кристаллических веществ (почвенные коллоиды, почвенные минералы). Количество коллоидно-дисперсных веществ с диаметром частиц меньше 0,25 *мк* в почвах может достигать по весу 10—20, а иногда и 30%.

Частицы высокодисперсных веществ, представленные сложными органическими, минеральными, а также органо-минеральными соединениями, обычно несут отрицательный и частично положительный заряды и вследствие этого обладают выраженной способностью поглощать и обменивать ионы солей из растворов. Почвенные коллоидно-дисперсные вещества находятся в виде гелей и коагулированных хлопьев или же в криптокристаллической форме и являются важнейшим фактором структурообразования почвы.

Почвенная влага, циркулирующая в почвенных горизонтах, называемая почвенным раствором, содержит различного рода газы, растворимые соли, питательные или токсические вещества. Почвенный раствор может обладать нейтральной, кислой и щелочной реакцией. Весьма специфичен почвенный воздух, который обычно содержит повышенные количества углекислоты, углеводороды, водяные пары. По объему жидкая и газообраз-

ная фазы в почве составляют до 40—60%. Такие цифры для изверженных и плотных осадочных пород неизвестны.

Все отмеченные химические и физико-химические особенности, характерные для почвы, наряду с рассмотренными выше специфическими физическими свойствами являются важнейшими элементами почвенного плодородия и объясняют возможность водного, минерального и воздушного питания растений, их роста и продуцирования массы органического вещества.

Биологические свойства почвы

В отличие от горных пород, которые абиотичны, почва обладает определенными биологическими свойствами и теснейшим образом связана с деятельностью различных организмов. Верхняя часть почвенного профиля пронизана массой корневых систем, которые, непрерывно отрастая, отмирая и разлагаясь, являются факторами разрыхления и структурообразования почвы и основой для жизни животных и микроорганизмов. Гумусовые горизонты почвы, особенно вблизи корней, содержат большое количество микроорганизмов, исчисляющихся сотнями миллионов и миллиардами в 1 *г* почвы. Многочисленные насекомые, роющие животные густо населяют почву, перемещают и перемешивают ее массу, являются после отмирания источниками органического вещества и материалом для жизнедеятельности микроорганизмов. Бактерии и грибы, населяющие почву, продуцируют в конечном счете гумусовые вещества, специфические ферменты, антибиотики и иногда токсины. Всего этого не имеют горные породы.

Изменяемость почвы во времени

Почвы обладают регулярной сезонной динамикой, или, как говорят, сезонным режимом. Смена времен года, выпадение и испарение атмосферных осадков, суточные и сезонные колебания температуры, фазы произрастания растительности и последующее ее отмирание, сезонные вспышки активной деятельности микроорганизмов — все эти явления вызывают ежегодные циклические изменения в состоянии почвы, т. е. формируют так называемую сезонную динамику почвы, динамику влажности, тепла, питательных веществ, солей и т. д. Характер сезонной динамики, естественно, весьма различен в почвах холодного и умеренного поясов, в почвах влажных субтропиков и муссонных субтропиков и тропиков, в поясе экваториальных дождевых тропических лесов и в пустынях.

В культурных почвах мощным фактором сезонного режима почв являются ежегодные агротехнические сельскохозяйственные работы: вспашка, внесение удобрений, посевы, рыхление почвы, поливы и т. д. Сезонная динамика культурных почв значительно осложнена и в отличие от стихийного характера сезонной динамики естественных почв направляется человеком с помощью рациональных приемов для достижения максимальных урожаев.

Сезонный режим почвы является важнейшим элементом плодородия, поскольку для развития и производства урожая растительной массы ежегодно необходимо накопление и поддержание определенного запаса влаги, питательных веществ в почве и создание благоприятного физического и биологического состояния почвенных горизонтов.

Ежегодные небольшие циклические сезонные изменения и колебания в состоянии и свойствах почв, накапливаясь, со временем приводят к рез-

ко выраженным скачкообразным изменениям качественного состояния почвы. Происходит превращение одного типа почвы в другой, развитие почвы во времени.

Развитие почвы во времени зависит не только от суммирования небольших количественных изменений, вызываемых ежегодным сезонным режимом почвы и внутренними почвообразовательными процессами. Оно может быть следствием изменений в состоянии физико-географических условий, изменения климата, тектонического опускания или поднятия территории, смены типа растительного покрова и т. д. Поскольку почва является продуктом взаимодействия сложных физико-географических и биологических факторов, постольку изменение этих взаимодействий может, естественно, вызвать и смену почвенных типов.

В современных условиях, когда почвенный покров земного шара почти повсеместно испытывает воздействие хозяйственной деятельности человека, развитие почв происходит в значительной степени под его влиянием.

Коренные мелиорации почв (осушение, орошение, рассоление солончаков, химические мелиорации кислых почв и солонцов), коренная переделка почвенного профиля солонцов или подзолов с помощью сверхглубокой вспашки и т. д.— все эти приемы не только частично изменяют почвы, но и вызывают искусственное превращение одного типа почвы, обладающего недостаточным плодородием, в другой тип, обладающий высоким эффективным плодородием.

В практике водного хозяйства встречаются резко выраженные и быстрые циклы развития и превращения почвенных типов. Правильное, рациональное проведение мелиораций является вообще мощным фактором образования новых плодородных почв. Ошибочные действия, неумение управлять сезонной динамикой и развитием почв приводят иногда к тому, что мелиорации сопровождаются переходом почвы в менее плодородные типы (вследствие заболачивания, засоления, эрозии почв).

Плодородие почв

Физические, физико-химические, химические и биологические свойства почв обусловливают существование почвенного плодородия. Именно благодаря этим свойствам, которые совершенно не выражены в массивно-кристаллических, магматических и плотных осадочных горных породах или слабо выражены в осадочных рыхлых породах, растительность в состоянии селиться и развиваться на почвах и, используя солнечную энергию, синтезировать ежегодно новое органическое вещество.

Плодородие не тронутых сельскохозяйственной культурой почв названо К. Марксом естественным плодородием почв. Почвы различного типа обладают различным естественным плодородием. Однако, после того как почва делается средством сельскохозяйственного производства, обрабатывается, удобряется и мелиорируется, естественное плодородие почвы трансформируется в плодородие эффективное. Поэтому в отношении культурных почв необходимо говорить об эффективном плодородии, которое зависит от повышения и трансформирования естественного плодородия почв под влиянием вложенного труда.

Буржуазными экономистами и агрономами-мальтузианцами разработана лженаучная теория и «закон» убывающего плодородия почвы. Сущность этого «закона» заключается в том, что производительность каждого последующего вложения в почву (в форме удобрений, мелиора-

ций или агротехнических приемов) оказывается якобы менее эффективной, чем предыдущего. В конце концов, в соответствии с этим лженаучным «законом», наступает момент, когда очередные вложения в эксплуатацию почвы оказываются неэффективными. Прирост рентабельной сельскохозяйственной продукции при этом будто бы прекращается.

В. И. Ленин разоблачил этот лженаучный «закон». Он доказал, что «закон» убывающего плодородия почв касается частного случая снижения эффективности одного изолированно взятого приема на фоне неизменности всех прочих элементов сельскохозяйственной техники.

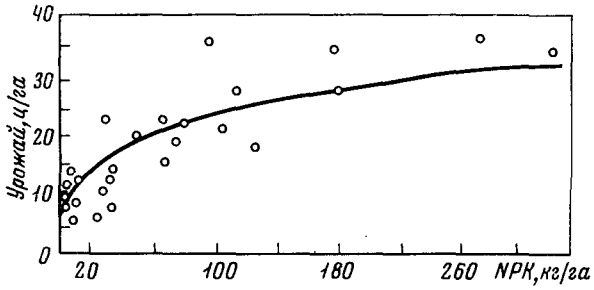


Рис. 2. Зависимость урожайности зерновых от норм удобрений (данные ФАО)

Параллельное комплексное воздействие на различные факторы роста сельскохозяйственных растений, непрерывное развитие и приложение достижений науки и техники предопределяют, как доказал В. И. Ленин, прогрессивный рост плодородия почвы и эффективности вложения в нее средств [1].

История непрерывного возрастания продуктивности земледелия убедительно это показала. Средний прирост населения составляет на земном шаре около 2%, средний годичный прирост земледельческой продукции — около 3%. В условиях ликвидации колоний и угрозы войн и повсеместной победы социализма этот прирост будет еще значительнее.

Новейшие данные ФАО о росте урожайности зерновых за последние 20—25 лет подтвердили учение Маркса и Ленина о том, что эффективное плодородие почвы при одновременном комплексном воздействии на все факторы развития сельскохозяйственных растений может прогрессивно развиваться (рисунки 1 и 2).

Для феодального и капиталистического земледелия свойствен, однако, хищнический подход к использованию природных богатств и, в частности, к использованию плодородия почвы. Естественно, что такая эксплуатация почв приводит в условиях классового общества к расхищению их плодородия. Известны примеры снижения плодородия почв вследствие экономической недоступности для фермеров удобрений или вследствие невозможности использовать достижения науки, вводить севообороты для поддержания и увеличения плодородия почв.

Хищническое использование колониальными плантаторами тропических почв, как отмечал Энгельс в «Диалектике природы», во многих случаях вызывает их сильный смыв с полной потерей плодородия. Этим путем обширные пространства плодородных почв Африки и Южной Америки были разрушены колонизаторами [2].

---

[1] *В. И. Ленин.* Аграрный вопрос и «критики Маркса».— Полн. собр. соч., т. 5, 1959.
[2] *К. Маркс, Ф. Энгельс.*— Сочинения, т. 20, стр. 496, 499.

С переходом человечества от капитализма к социализму и коммунизму земледелие приобретает безграничные возможности повышения и развития эффективного плодородия почвы.

МЕТОДЫ ПОЧВОВЕДЕНИЯ

Почвы рассматриваются советским почвоведением как образования, находящиеся в непрерывном развитии. Почвенные процессы, с одной стороны, зависят от внутренних свойств почвы, а с другой — находятся в теснейшей взаимозависимости с физико-географической обстановкой и ее историей.

Для сезонных и вековых почвенных циклов характерны противоречивые, иногда взаимно противоположные процессы, ведущие к смене одних свойств другими, одних почвенных типов последующими. Развитие почвы протекает стадийно (скачкообразно), и типы почв являются стадиями и фазами почвообразования.

Опираясь на диалектический материализм, почвоведение, как самостоятельная наука, разработало свои собственные, характерные только для этой отрасли знания методы и приемы исследования.

Историко-геоморфологический метод исследования почвы обязывает учитывать условия, пути образования и возраст тех элементов рельефа, на которых развиты те или иные виды почв. Различным по форме, возрасту и истории элементам геоморфологии соответствуют различные по возрасту и свойствам типы почвы. Сходные геоморфологические поверхности имеют сходные или однотипные почвы. Этот метод часто называют сравнительно-географическим.

Почвенно-геохимический метод изучает химические процессы почвообразования во времени и пространстве, воссоздавая картину движения, дифференциации и аккумуляции продуктов почвообразования в ландшафтах.

Эти два подхода к изучению почвенного покрова осуществляются путем использования ряда конкретных методов исследования почв.

Профильный метод исследования почв состоит в том, что почва изучается не с поверхности и не в пределах пахотного слоя, а по совокупности генетических горизонтов и на всю глубину почвенного профиля. Исследуются ли физические и химические свойства, изучаются ли запасы и формы питательных веществ, или оцениваются строительные свойства почвенного покрова и т. д.— во всех случаях профильный метод заставляет исследователя рассматривать изучаемые показатели сверху вниз по каждому горизонту, включая материнскую породу и грунтовую воду. Иногда профильный метод сочетается с *траншейным методом* изучения почв с целью проследить смены строения почвенного профиля в горизонтальном направлении.

Морфологический метод, принятый в почвоведении, является эффективным способом познания свойств почвы по внешним признакам: окраске, структуре, сложению, новообразованиям, глубине и последовательности залегания горизонтов. Новейшая оптика дает возможность широко и эффективно пользоваться *микроморфологическими методами.*

Картографический метод широко применяется в почвоведении как способ изображения в пространстве размещения почв и их сочетаний. В практике мелиораций, например, наиболее распространенным масштабом для почвенных карт, обслуживающих производство мелиоративных

работ, является 1 : 10 000 и 1 : 25 000; при предварительных изысканиях ограничиваются масштабом 1 : 100 000 и 1 : 250 000.

Стационарный метод. Разработка и применение способов регулирования и повышения плодородия почв требуют знания сезонного режима почв. Это достигается стационарным методом исследования тех или иных динамических показателей свойств почвы непосредственно в натуре (режим влажности, газов, солей, микроорганизмов, питательных веществ). Стационарный метод должен сочетаться при этом с профильным принципом подхода к исследованию и распространяться на все горизонты почвы, включая материнскую породу. Вместе с тем точки стационарных наблюдений должны быть расположены на главных геоморфологических поверхностях ландшафтов и по элементам микрорельефа.

Особой разновидностью стационарного метода изучения почв в природе является метод лизиметров, т. е. больших сосудов, заполненных по возможности ненарушенной почвой и установленных в поле. Сосуды бывают иногда размером до 2—3 $м^3$ и обычно оборудованы приборами для разного рода измерений и получения растворов.

Большое значение в почвоведении имеют экспериментальные методы.

Лабораторно-экспериментальный метод позволяет охарактеризовать физические, химические, физико-химические свойства почвы и ее отдельных горизонтов. Применяя этот метод для изучения почвенных моделей, возможно проработать те или иные приемы химических или водных мелиораций почв, произвести оценку почво-грунтов как строительных материалов и т. д. Экспериментальный метод применим также в условиях стационарного исследования, когда на базе опытных станций в различных вариантах исследуются и оцениваются разнообразные приемы обработки и мелиорации почв. Экспериментальный метод на полях опытных станций, естественно, дает наиболее надежные данные для проектирования и осуществления различного рода агротехнических или мелиоративных мероприятий, но вместе с тем он требует большой продолжительности исследования, растягивающегося на ряд лет.

Метод вегетационных сосудов с почвами и растениями позволяет изучить и оценить свойства почвы в отношении растений и их потребностей.

Метод почвенных моделей и монолитов является разновидностью экспериментальных методов изучения свойств или изменений и мелиораций почв в трубках или на воронках, или же на специально армированных монолитах (1—1,5 *м*) ненарушенной почвы.

Почвоведение также широко пользуется новейшими методами, заимствованными из основных смежных дисциплин — физики, химии, геологии, биологии. Применение этих методов, однако, всегда должно производиться на основе профильного и историко-генетического принципов изучения почвы и ее горизонтов.

В последние годы в почвоведении разрабатываются методы электронно-математического моделирования почвенных и мелиоративных процессов. Как и все науки, почвоведение также пользуется методом анализа и обобщения опыта практики, как высшим критерием истины и правильности научных выводов.

МОРФОЛОГИЯ ПОЧВ

Определенные типы, виды и разновидности почв обладают устойчивыми характерными внешними признаками: окраской, структурой, сложением, закономерным сочетанием горизонтов и т. д. Внешние особенности почвы и ее отдельных горизонтов, вскрытых почвенным разрезом, являются так называемыми морфологическими признаками почвы.

Морфологические признаки почвы отражают внутренние свойства почвы, ее происхождение и историю развития. В почвоведении главным образом усилиями отечественных ученых разработан морфологический метод изучения почв в поле в их естественном залегании путем описания морфологии почвенных разрезов (шурфов). Многое в этот раздел внесено австралийскими и американскими почвоведами.

Правильно применяя морфологический метод и зная корреляцию между теми или иными внешними признаками почвы и ее внутренними свойствами, можно с помощью морфологического анализа почвенного профиля уже в поле составить представление о типе и об истории происхождения почвы, о ее физических и химических свойствах, о ее хозяйственной ценности и плодородии.

ОКРАСКА ПОЧВЕННЫХ ГОРИЗОНТОВ

Окраска горизонтов почвы является весьма важным морфологическим признаком, тесно связанным с ее физическими и химическими свойствами. Недаром почвам часто даются цветовые названия.

Окраска различных почв и почвенных горизонтов весьма разнообразна. Согласно исследованиям С. И. Тюремнова (1927), все разнообразие почвенных окрасок складывается из сочетания трех основных цветов — черного, красного (желтого) и белого. Американские и японские почвоведы, изучающие окраску почв, считают, что три основных фактора определяют окраску почв: цвет (основные цвета спектра: красный, желтый, зеленый, синий, фиолетовый), степень осветленности цвета (его значительность) и хрома, т. е. чистота и сила спектрального цвета.

Носителями основных цветов являются определенные соединения, находящиеся в почвах. Рассмотрим главнейшие химические соединения почв, определяющие черную, цветовую (красную, зеленую) и белую окраски.

1. Черный цвет в почве обычно обязан накоплению гумусовых веществ и поэтому характерен для гумусовых горизонтов (современных или погребенных). При содержании гумуса менее 5—4% для почвы характерны серые цвета; при содержании 8—10% и выше — интенсивно черные. Черный цвет почвы, обязанный гумусу, является признаком ее плодородия (черноземы, луговые почвы, дерновые почвы, рендзины). Однако темный, черный цвет почв в некоторых случаях может быть обязан и другим соединениям: гидротроилиту (гидрату сернистого железа $FeS \cdot H_2O$), окислам марганца MnO_2 и очень стойкому, темноокрашенному минералу магнетиту (Fe_3O_4). В последних случаях черный цвет не коррелирует с плодородием почв, а в случае сернистого железа свидетельствует об обратном. Темно-серый цвет иногда обязан присутствию в почвах железистого монтмориллонита, как, например, в индийских регурах.

Во влажном состоянии окраска почв всегда более темная. При одном и том же содержании чернокрасящего вещества почвы песчаного механического состава имеют более интенсивную окраску. Темноокрашенные вещества играют роль затемнителей в формировании окраски почвы, затемняя основной цветовой тон.

2. Цветовые тона. Основными цветами, определяющими многочисленные оттенки в окраске почвы и грунтов, являются красный и отчасти желтый цвета. Эти цвета связаны главным образом с наличием различных соединений окислов железа. Чем больше воды в составе гидроокиси железа, тем обычно цвет желтее. Так, например, гематит и турьит имеют красный и красно-бурый цвета; лимонит окрашен в оттенки желтого цвета.

Некоторые окислы марганца в комбинации с окислами железа отличаются вишневой окраской. Желтоземы, красноземы, латериты, терра роса — почвы субтропических и тропических областей — обогащены окисленными соединениями железа и поэтому всегда окрашены в желтые, оранжевые, красные, красно-бурые цвета. Соединения закиси железа, характерные для восстановительных условий, обычно обладают синими, зеленоватыми, голубыми, оливковыми оттенками. Интенсивно синий цвет приобретают глубокие горизонты болотных почв при подсыхании на воздухе. Это объясняется присутствием в них вивианита.

3. Белый цвет играет роль разбавителя основного цвета. В почвах и грунтах он зависит от разнообразных соединений. Из них отметим минералы группы аллофана, каолинита, гидроокись алюминия, соединения кремнезема. Большую роль как источник белого цвета играют углекислый кальций, гипс и ангидрит, а в засоленных почвах — кристаллы легкорастворимых солей.

Сочетание белого с красным и желтым дает целую серию так называемых палевых оттенков.

Те или иные сочетания черного, красного и белого цветов образуют бо́льшую часть известных окрасок почв. Так, сочетание черного и белого дает темно-серую, серую, светло-серую и белесоватую окраски почв. Сочетание черного и красного дает каштановые и коричневый цвета почв, сочетание красного и белого — оранжевые и желтые цвета. Бурый цвет, наиболее распространенный в почвах, образуется при совместном влиянии черного, красного и белого цветов. Оливковый и голубой цвета (свойственные почвам болотного ряда) образуются комбинациями зеленого, черного и белого цветов.

В первом приближении можно считать, что почвы с мощными, окрашенными гумусом в черный цвет верхними горизонтами являются в хо-

зяйственном отношении наиболее ценными и плодородными. Таковы чернозем, луговые почвы, рендзины. Окрашенные в бурые, серые, коричневые, палево-серые, каштановые цвета почвы также являются ценными и плодородными (лесные буроземы, сероземы и каштановые почвы), но они обычно имеют относительно плохую структуру. Почвы с сизоватыми, оливковыми, голубоватыми, ржавыми пятнами и оттенками чаще всего относятся к болотным и обладают пониженным плодородием. Бо́льшая часть почв, имеющих горизонты, окрашенные в белые и белесоватые цвета, по различным причинам относится к категории малоплодородных (подзол, солодь и засоленные почвы, известковые коры).

Комбинации окрасок различных почв необычайно разнообразны. Однако главные особенности и последовательность окраски горизонтов по профилю почвы являются надежным морфологическим признаком. Для устранения субъективности в оценке цвета почв применяют шкалу С. И. Тюремнова (1927), составленную им из естественных почвенных материалов. Западные почвоведы применяют специальные таблицы с эталонными стандартными окрасками. В обоих случаях цвет почвы характеризуется цифровым индексом.

СТРУКТУРА ПОЧВ

Структурой почв называется способность их агрегироваться и распадаться на относительно устойчивые отдельности. Каждый тип почв и характерные их генетические горизонты обладают вполне определенными типами структуры. Со структурой почв теснейшим образом связаны другие их физические свойства (аэрация, тепловой и водный режим), а также плодородие.

К рассмотрению вопроса об агрономическом и мелиоративном значении почвенной структуры мы вернемся в разделе «Физические свойства». Здесь же рассмотрим виды структуры как морфологический признак почв.

Исходя из классификации С. А. Захарова (1927), структурные элементы почв можно подразделить на следующие типы и виды.

1. Комковато-глыбистая структура

Отдельности развиты одинаково по вертикальной и горизонтальной осям. Грани и ребра агрегатов выражены слабо.

Структура	Диаметр, *см*
Глыбистая	5—10 и больше
Комковатая	1— 5
Мелкокомковатая	0,5— 1
Комковато-пылеватая	0,05—0,5
Пылеватая	< 0,05

2. Ореховато-зернистая структура

Отдельности развиты одинаково по вертикальной и горизонтальной осям. Грани и ребра выражены ясно. Структурные элементы хорошо оформлены.

Структура	Диаметр, *мм*
Ореховатая	5—10—15
Зернистая	1— 5
Порошистая	0,5— 1

3. Призмовидная структура

Отдельности развиты преимущественно по вертикальной оси.

Структура	Диаметр, *см*
Тумбовидная	5—10 и более
Столбчатая (грани не выражены)	3—5
Призматическая (хорошо выраженные грани)	3—5
Кубовидная	1—3

4. Плитчатая структура

Отдельности развиты преимущественно по двум горизонтальным осям.

Структура	Толщина отдельностей, *мм*
Плитчатая и пластинчатая	1—3—5
Чешуйчатая (отдельности изогнуты)	>1
Листоватая	<1—3

Наиболее ценной в агрономическом отношении является водоустойчивая зернистая, ореховатая, зернисто-комковатая структура верхних почвенных горизонтов, обеспечивающая благоприятное сочетание водно-воздушного и пищевого режима почв. Черноземы, луговые и дерновые почвы, рендзины в верхних горизонтах обладают именно этим типом структуры.

Призмовидная и столбчатая структура обычна для солонцов и солонцеватых почв. Засоленным почвам, почвам пустынь и лесных областей свойственна структура, отличающаяся малой водоустойчивостью и меньшей агрономической ценностью. С сельскохозяйственной точки зрения почвы, не обладающие водоустойчивой комковато-зернистой и зернистой структурой, являются бесструктурными. Таковы, в частности, суглинки и пески либо слитые, очень плотные, глыбистые, тумбовидные горизонты смолниц, такыров, солонцов, глин и т. д. Эти почвы после увлажнения образуют плотную землистую корку на поверхности.

Горизонты почв, испытавшие сильное воздействие организмов (особенно червей и насекомых), приобретают биогенную структуру, в которой отчетливо различаются копролиты, камеры, заполненные мелкоземом, специфическая пористость и рассыпчатость.

В земледелии, в частности в орошаемом земледелии и на осушаемых землях, задачей агротехники является создание водоустойчивой комковатой и зернистой структуры при помощи химических мелиораций, травосеяния и обработки.

В природе обычно наблюдаются переходные и смешанные формы структуры почв. Поэтому при описании приходится употреблять такие характеристики структуры, как листовато-комковатая, ореховато-зернистая, призмовидно-комковатая, пылевато-комковатая и т. д.

Типично агрегирование первичных структурных элементов (педов) в полиструктурные сочетания; тумбы и глыбы нередко распадаются на призмовидные, кубовидные, ореховатые отдельности. Листоватые и плитчатые структуры часто сочетаются, давая крупноглыбистые образования и корки. Поэтому при оценке структуры почвы в поле необходимо внимательно анализировать структурные сочетания высших порядков и слагающие их первичные компоненты низшего порядка. Наконец, не надо путать почвенную структуру со структурой почвообразующей породы.

Водно-аккумулятивные осадки всегда сохраняют остатки свойственной им слоистости или листоватости. Слоистость может остаться и у вулканических пеплов. Но это не почвенные типы структур.

СЛОЖЕНИЕ ПОЧВ

Важным морфологическим признаком почв является их сложение, включающее представление о плотности, пористости и трещиноватости почвенных горизонтов. Сложение бывает очень плотным, плотным, рыхлым, рассыпчатым. Трещиноватость различается по ширине щелей: почвы бывают тонкотрещиноватыми, трещиноватыми, крупнотрещиноватыми.

Образование трещин характерно для слитых почв, солонцов и такыров. Иногда в слитых почвах трещины бывают шириной до 3—5 *см* и глубиной до 150—170 *см*. Пористость почвенных горизонтов может быть очень тонкой, тонкой, крупной, губчатой, ячеистой и т. д. С большой пористостью лёссовых грунтов (>45%) тесно связаны просадки и деформации, образующиеся после пуска воды в ирригационные каналы и на поля.

ВОДНЫЕ СВОЙСТВА ПОЧВ

Морфологический анализ почвенного разреза может дать много сведений для оценки водных свойств почвы. Следует различать по влажности сухую, свежую, сырую и мокрую на ощупь почву. По этим признакам можно определить глубину промачивания почвы после дождей или поливов. Отметив глубину залегания уровня грунтовых вод в разрезе, по степени влажности почвы легко установить высоту капиллярного поднятия влаги от грунтовых вод.

Следует различать грунтовые воды пресные, слабоминерализованные, горько-соленые, соленые, рассолы. Высокая минерализация грунтовых вод говорит о малой естественной дренированности местности и о процессах соленакопления.

НОВООБРАЗОВАНИЯ В ПОЧВАХ

Почвообразование и выветривание сопровождаются появлением в почвенном профиле ряда специфических вторичных минералов и их скоплений, которые называются обычно новообразованиями. Зная типы новообразований по морфологическим признакам и учитывая их корреляцию со свойствами почвы, по новообразованиям можно судить о типе почв, а также представить себе их происхождение и историю развития (генезис). Различают следующие новообразования.

Присыпки, налеты, корочки, выцветы, псевдомицелий. Эти новообразования появляются на поверхности структурных отдельностей и на стенках трещин, в особых случаях на поверхности самой почвы. При ближайшем рассмотрении видно, что эти новообразования сформированы тончайшими кристалликами различных соединений, природу которых можно установить качественными пробами. Чаще всего этот вид новообразований представлен легкорастворимыми солями, гипсом, углекислым кальцием, иногда аморфным кремнеземом. Соединения окислов

железа, марганца и гумус также образуют налеты и корочки, но они обычно темно-бурого цвета.

Пятна, прожилки и трубки. Легкорастворимые соли, гипс, углекислый кальций, во многих случаях соединения полуторных окислов и марганца, фосфорнокислое железо (вивианит) легко выпадают из раствора в осадок вокруг корешков растений, в полостях, оставленных насекомыми и корнями. Прожилки и трубки полуторных окислов и фосфатов не вскипают с соляной кислотой и отличаются темно-бурыми, красноватыми, коричневатыми или синими тонами. Все эти новообразования обычно свидетельствуют о влиянии грунтовых вод или о болотном режиме в прошлом или настоящем.

Прожилки легкорастворимых солей и гипса отличаются белой окраской и тонкокристаллическим строением; мучнистые скопления и прожилки извести реагируют с соляной кислотой.

В песках таежных районов наблюдаются крупные зеброидно-окрашенные рыхлые ржавые скопления окислов железа — так называемые ортзанды. В песках пустынь часто встречают известковые трубки — аккырши, являющиеся свидетельством водно-аккумулятивного прошлого. В болотных почвах пойм и дельт образуются яркие ржаво-желтые пятна, прожилки и скопления окислов железа — признаки попеременного оглеения и окисления.

Конкреции и стяжения. Возникающие в почвенных горизонтах новообразования во многих случаях концентрически разрастаются в стяжения и конкреции диаметром 2—3 *мм*, а иногда 3—5 *см*. Чаще других в почвах сухих жарких областей образуются конкреции гипса в форме сростков и друз кристаллов. В почвах пустынь и степей, а также в лёссах широко распространены стяжения и конкреции ангидрита и углекислого кальция (кальцита, арагонита). В зависимости от консистенции и размеров среди конкреций углекислого кальция различают белоглазки (белые мучнистые скопления округлой и овальной формы), журавчики (твердые угловатой формы), лёссовые куклы (5—10 *см* диаметром, ветвистые стяжения углекислого кальция и окислов железа).

Полуторные окислы совместно с гумусом дают свой ряд конкреций и стяжений, свойственный болотным или лесным песчаным почвам. Они обычно темно-бурого, коричневого цветов, плотные по консистенции и называются ортштейнами, рудяковыми зернами. Размер ортштейновых и рудяковых зерен колеблется от 1—2 *мм* до 1—2 *см*. Иногда они достигают размера человеческой головы.

В некоторых случаях образуются натеки и конкреции халцедона или опала.

Пласты, плиты и горизонты цементации. В некоторых случаях новообразования скапливаются в таких больших количествах, что первичный землистый материал почвообразующей породы почти неразличим. Возникают прослои, плиты, пласты новообразований, цементирующих горизонт. Так, соединения углекислого кальция и гипса формируют в некоторых луговых почвах Средней Азии или Сахары горизонты, на 70—80% состоящие из $CaSO_4$ и $CaCO_3$, так называемые гяпчж, арзык. Особо плотные белесые непроницаемые горизонты состоят почти целиком из чистого углекислого кальция (шох). В пустынях Чили и Перу соляные пласты сложены скоплениями сульфата натрия и селитры.

В почвах влажных тропических областей, в северных болотных почвах образуются мощные скопления полуторных окислов и марганца в форме черно-бурого сплошного плитняка или в виде непроницаемого

ортштейнового пласта, вызывающего заболачивание. Иногда образуются ожелезненные горизонты мощностью до 2—3 *м*. В бокситовых почвах тропиков формируются округлые белые конкреции гидроокиси алюминия (гидраргиллит).

Накапливается все больше данных о том, что вторичные окристаллизованные и аморфные глинные минералы являются новообразованиями в почвах. Они вызывают морфологически заметное оглинение или образование иллювиальных глинистых горизонтов. Наблюдается и гидроморфное оглинение почв с формированием глинистого плотного горизонта (глинистый hard pane, по терминологии американских ученых).

Обычно новообразования не являются минералогически совершенно чистыми. Вместе с углекислым кальцием часто находится гипс или соединения полуторных окислов. Вместе с конкрециями окислов железа выпадают в осадок соединения алюминия, марганца, фосфора, кремния.

ВКЛЮЧЕНИЯ

С новообразованиями ни в коем случае не следует смешивать включения, встречающиеся в почвенном профиле и почвообразующей породе. Включения генетически не связаны с современными почвообразовательными процессами, а унаследованы от материнской породы. Однако включения имеют весьма большое значение при расшифровке генезиса самих материнских пород и тех условий, в которых начиналось и происходило почвообразование.

Наиболее часто встречающимися и важными с указанной точки зрения включениями являются следующие.

Обломки горных пород. Обломки горных пород в зависимости от размера, окатанности и минералогического состава могут свидетельствовать о ледниковом, делювиальном, аллювиальном или местном элювиальном происхождении почвообразующих пород и, следовательно, характеризовать обстановку, предшествовавшую современному почвообразованию.

Раковины моллюсков. В осадочных почвообразующих породах часто встречаются остатки или хорошо сохранившиеся раковины морских, пресноводных или сухопутных моллюсков. Эти остатки свидетельствуют о молодости почвообразовательных процессов, которые еще не привели к разрушению раковин. Морские раковины, как, например, Cardium, Dreissensia в прикаспийских районах или Yoldia arctica в Прибалтике, свидетельствуют о недавнем перемещении береговой линии моря на значительном пространстве суши.

Пресноводные раковины Unio, Planorbis, Limnaea, Valvata, часто встречающиеся в почвообразующих породах и почвах Западной Сибири, Нижнего Поволжья, свидетельствуют о недавнем существовании здесь пресных озер и болот. Встречаясь в лёссах, они свидетельствуют об их водно-аккумулятивном происхождении. В почвах степей и в лёссах встречаются остатки или хорошо сохранившиеся раковины наземных моллюсков Papa, Helix, Succinea.

Остатки корней и стволов. Во многих случаях в толще почвенного профиля можно обнаружить остатки корней ныне уже не произрастающих здесь растений. Так, в солончаках или луговых почвах Азербайджана или Хорезма встречаются остатки корней тростников, ныне отсутствующих на этих почвах. В черноземах Сибири находят остатки

корней исчезнувших ныне древесных пород. Во всех случаях остатки пней и корней свидетельствуют о коренной смене условий почвообразования в сравнительно недавний период. Это особенно важно при изучении торфяников: можно восстанавливать прошлое по характеру погребенных деревьев, найденных в торфе.

Следы жизнедеятельности животных. Большое значение имеют также норы и кротовины землероев, их костные остатки. Устанавливая принадлежность этих остатков и зная экологическую обстановку насекомых и животных, можно восстановить историю почвообразования.

Антропогенные включения. Довольно часто, особенно в районах древнего земледелия, в почвенном профиле встречаются археологические находки: кости, обломки посуды и кирпича, угли, монеты и т. д. Археологические находки свидетельствуют о возрасте почвообразующей породы и самой почвы, о длительности земледелия, о процессах наложения эоловых или водных осадков.

МЕХАНИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Механическим составом почв и почвообразующих пород называется процентное соотношение фракций минеральных частичек (зерен) различного диаметра. К этому разделу мы возвратимся ниже. Здесь же отметим, что при морфологическом анализе и описании почв в полевых условиях морфологическая оценка механического состава имеет громадное значение. На ощупь, а также в зависимости от твердости в сухом состоянии и пластичности во влажном в поле можно предварительно классифицировать почвенные горизонты и материнские породы по механическому составу.

Песок характеризуется полным отсутствием связности, сыпучестью и крупным диаметром частиц.

Супесь отличается крайне слабой, непрочной агрегированностью. Структурные агрегаты супеси разрушаются при малейшем сжатии.

Суглинки разделяются в поле на три группы.

Легкие суглинки и их агрегаты в сухом состоянии сравнительно легко разрушаются пальцами, при растирании прощупываются тонкие пылеватые частицы, при увлажнении не обнаруживают пластичности.

Средние суглинки обладают сравнительно прочными структурными агрегатами в сухом состоянии и некоторой пластичностью при увлажнении.

Тяжелые суглинки характеризуются агрегатами, требующими для раздавливания в сухом состоянии большого усилия. При увлажнении отличаются повышенной пластичностью.

Лёсс характеризуется примерно теми же чертами, что легкие и средние суглинки, но при этом обладает большей пылеватостью, которая ощущается при растирании между пальцами в сухом состоянии.

Глина в сухом состоянии отличается высокой твердостью. Кусочки сухой глины при сжатии пальцами не раздавливаются. При увлажнении глина отличается очень высокой пластичностью.

МОРФОЛОГИЯ ПОЧВ, ИЗМЕНЕННЫХ КУЛЬТУРОЙ

Весьма важны морфологические признаки почвы, появившиеся под влиянием деятельности человека. В таких почвах необходимо установить глубину пахотного слоя, глубину плантажной обработки или подпочвенного рыхления, кротования, глубину проникновения и характер корневых систем. Не должны быть упущены морфологические признаки смытости почвы (укороченный гумусовый горизонт) или намытости, явления дефляции или навевания мелкозема.

В орошаемых почвах следует установить слой ирригационных наносов, признаки засоления или осолонцевания, структурность пахотных горизонтов, следы планировочных работ. Почвы террасированных массивов глубоко изменены человеком при сооружении террас (срезки, перенос и наложение землистого материала). Необходимо отличать эти напластования от природных горизонтов.

Для оценки изменений, вызванных в почвах деятельностью человека, следует сравнивать морфологию культурных почв с близлежащими целинными или недавно освоенными почвами.

МОРФОЛОГИЧЕСКОЕ ВЫДЕЛЕНИЕ ПОЧВЕННЫХ ГОРИЗОНТОВ

Морфологические признаки принято изучать в почвенном профиле раздельно. Но уже в процессе полевого изучения почвы бросается в глаза взаимная связь и взаимное наложение различных признаков. После изучения химических, физических и физико-химических свойств почвы в лаборатории окончательно устанавливается связь и корреляция свойств почвы с морфологическими признаками. Поэтому обязательным составным элементом морфологического изучения почвы в полевых условиях является выделение и описание по стенкам разреза или траншеи комплекса генетических горизонтов, слагающих профиль почвы.

Взаимное совпадение и корреляция между отдельными морфологическими признаками облегчают такое подразделение почвы на горизонты. Мощность выделенных горизонтов, их общий облик, закономерная смена по вертикали и сочетание в пределах профиля являются, как было отмечено, устойчивым морфологическим признаком почвенных типов и разновидностей почв. Зная типовые сочетания подобных морфологических горизонтов, можно с помощью морфологического метода установить виды и типы почв в природе, оценить их внутренние качественные свойства и охарактеризовать их производственные особенности (рис. 3).

Генетические горизонты, формирующие почву, являются следствием послойной неоднородности, возникшей в горной породе в ходе почвообразования.

Почвенные горизонты отсутствуют или выражены крайне слабо при первичном почвообразовательном процессе на лавовых покровах и на скалах или на свежих вулканических, эоловых, речных, озерных или морских наносах. С возрастом почв горизонты постепенно оформляются, как наиболее характерное внешнее выражение сущности и направления почвообразовательного процесса.

Наиболее общим для всех почв результатом почвообразовательного процесса является образование гумусового горизонта. Гумусовый горизонт — обязательный признак всякой неразрушенной нормальной почвы. Мощность гумусового горизонта может измеряться единицами и десят-

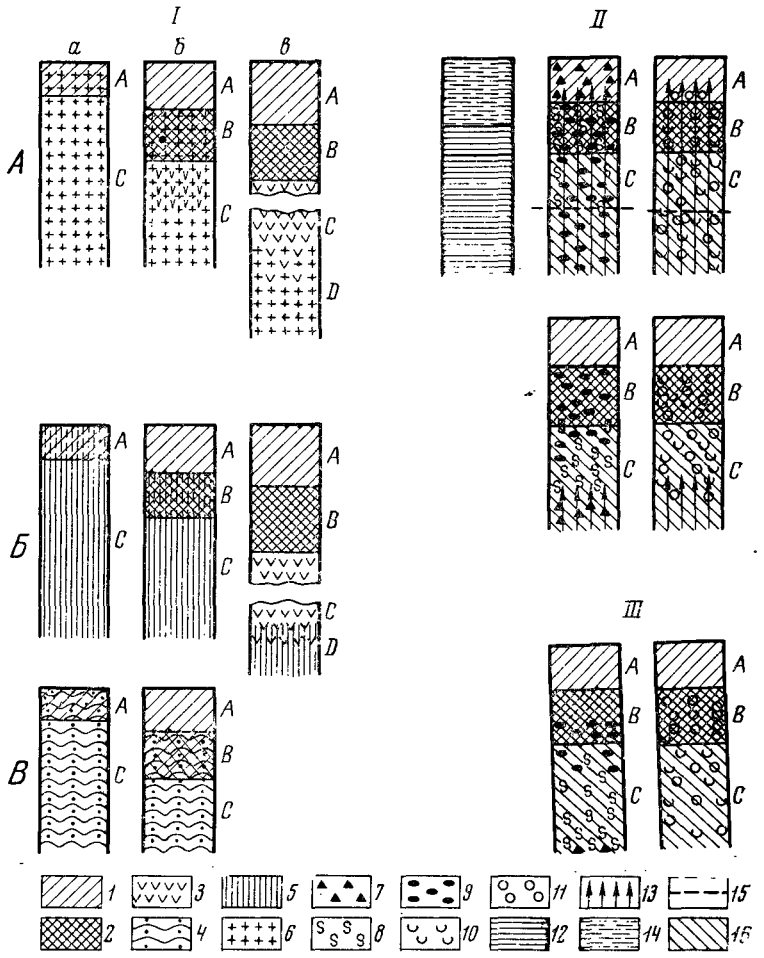


Рис. 3. Схема генетических горизонтов и строения профиля главных классов почв

I — автоморфные почвы:
А — ортоавтоморфные на магматических породах:
а — примитивные,
б — развитые,
в — палеоавтоморфные;
Б — парааутоморфные на древних плотных осадочных породах:
а — примитивные,
б — развитые,
в — палеопарааутоморфные;
В — неоавтоморфные на рыхлых осадочных породах:
а — примитивные,
б — развитые.
II — гидроморфные почвы.
III — палеогидроморфные почвы.
1 — горизонт А;
2 — горизонт В;
3—6 — обединяются в горизонты С и D:
3 — кора выветривания,
4 — рыхлые осадочные породы,
5 — плотные осадочные породы,
6 — магматические породы;
7 — легкорастворимые соли,
8 — гипс,
9 — карбонаты,
10 — кремневые аккумуляции,
11 — Fe-Mn-образования,
12 — донные отложения,
13 — капиллярная кайма,
14 — вода,
15 — уровень грунтовых вод,
16 — гор. С гидроморфных почв

ками сантиметров, а в некоторых почвах, как, например, в черноземах, она достигает 100—200 *см*.

Окраска гумусового горизонта, обязанная больше всего содержанию гумуса, может быть черной, темно-серой или серой. Для всех почв этот горизонт всегда несколько темнее, чем другие, более глубокие горизонты.

С гумусовым горизонтом обычно совпадает наивысшее содержание главных органогенных химических элементов в почве. Плодородие почв поэтому в наибольшей степени обязано наличию гумусового горизонта, в котором всегда имеется повышенный запас соединений азота, фосфора, серы, калия, меди, кобальта, цинка и других элементов питания растений.

Развитие поглотительной способности почв, связанной с накоплением гумуса, аморфных и коллоидно-кристаллических глинистых минералов, является вторым важнейшим результатом почвообразовательного процесса. В максимальной степени поглотительная способность свойственна гумусовому горизонту почв, где она достигает иногда 40—60 — 80 *мг-экв* на 100 *г*.

Развитие зернистой почвенной структуры, оптимальные водно-воздушные и тепловые свойства получают свое выражение также в верхних гумусовых горизонтах почвы.

Преобладание геохимического выноса продуктов почвообразования над их накоплением ведет к тому, что наряду с гумусовым аккумулятивным горизонтом А в почвах формируется горизонт вымывания — выноса (элювиальный горизонт) A_2. Элювиальный горизонт обычно малогумусный, белесой или светло-серой и пепельной окраски, пылеватой пластинчатой структуры, весьма обедненный элементами корневого питания растений и более или менее кислой реакции. Наличие такого осветленного горизонта характерно для многих типов почв: подзолистых и подзолов, желтоземов, осолоделых и солодей, подбелов, благодаря чему их легко распознать по внешнему виду.

Подвижные продукты почвообразования — органические и органо-минеральные соединения (в числе последних соединения железа, алюминия, марганца), истинные и коллоидные растворы кремнезема, минеральных солей, двигаясь в нисходящем направлении, ограничены в своей миграции малой водопроницаемостью пород, испарением и перехватом влаги корнями. Подвижные продукты почвообразования также взаимодействуют с соединениями, встречающимися по пути их движения в породах.

Выпадая в осадок в толще почвообразующей породы, эти соединения вызывают уплотнение, цементацию, оглинение почвообразующей породы. Часть вторичных минералов, накопившихся при этом, остается в виде аморфных окислов или глин — аллофаноидов, а другая часть может окристаллизоваться до таких типичных вторичных минералов, как гетит, лимонит, бемит, каолинит, монтмориллонит. Образуется так называемый иллювиальный горизонт, который постепенно приобретает ореховатую, призмовидную или столбчатую структуру. Иллювиальный горизонт В весьма характерен для оподзоленных, солонцеватых и осолоделых почв. Однако в первом случае в нем не осаждаются какие-либо соли и он всегда кислый. Во втором случае (у солонцов) этот горизонт имеет щелочную реакцию и характеризуется наличием солей.

Подвижные продукты выветривания и почвообразования, оказавшиеся в местном или в общем грунтовом потоке, уносятся водами последнего в низменности, долины, впадины. Если грунтовые воды находятся на глубине 1—3 *м*, то капиллярная влага пронизывает толщу почвы до корней растений или до поверхности почвы. Растворенные в грунтовых водах соединения кремния, железа, алюминия, соли органических и минеральных кислот, карбонаты, сульфаты и хлориды выпадают в осадок и образуют в почвах весьма типичные новообразования. Так возникают плотные кремневые, гумусовые, железистые, латеритные, известковые или

гипсовые гидроаккумулятивные горизонты H_{ac} в почвах, имеющих (ныне или в прошлом) близкие к поверхности грунтовые воды.

В конечном счете полевое морфологическое описание должно быть закончено диагностикой выделенных горизонтов и предварительным определением почвы. Это облегчается тем, что определенным типам почв и их генетическим горизонтам свойственны определенные типы сочетания морфологических признаков. Так, черноземные почвы характеризуются черной окраской, комковато-зернистой и зернистой водоустойчивой структурой, рыхлостью сложения, наличием белоглазки или псевдомицелия, отсутствием новообразований полуторных окислов. Вместе с тем черноземы характеризуются благоприятными водно-физическими свойствами, отсутствием засоленности, значительным запасом питательных веществ и высоким уровнем естественного плодородия.

Луговые темные почвы по морфологии на первый взгляд похожи на черноземы: темная окраска, зернистая структура, белоглазка или карбонатный мицелий. Но в луговых почвах отмечаются свои стабильные морфологические признаки: наличие неглубоких грунтовых вод (1,5—2,0 *м*), мелкие марганцево-железистые конкреции, пятна оглеения.

Сочетание маломощного гумусового горизонта серо-каштановой окраски с белесым или пепельным листовато-пластинчатым подстилающим горизонтом, под которым лежит коричневый столбчатый или призмовидный горизонт, может быть только у солонца или солонцеватой малоплодородной почвы.

Солончаковые почвы морфологически характеризуются серой и светло-серой окраской, обилием новообразований солей, сосредоточенных вблизи поверхности, бесструктурностью, часто плотным сложением. Обычно они имеют близкие к поверхности минерализованные грунтовые воды.

Диагностические горизонты и коррелятивные признаки между морфологией, внутренними свойствами и плодородием можно указать и для других типов почв.

Следует, однако, иметь в виду, что не все морфологические признаки почв связаны с современными процессами и условиями почвообразования. Многие из них являются реликтовыми признаками прошлых процессов и условий. Часто встречаются погребенные генетические горизонты. Зная механизм образования того или иного морфологического признака или диагностического горизонта, можно отделить реликтовые признаки от современных (например, остаточная засоленность, признаки древней исчезнувшей заболоченности и т. д.).

Морфология почв не должна фетишизироваться и превращаться в набор формальных описаний. В учение о морфологии почв постепенно внедряются количественные методы: индексы окраски, размерность структурных элементов и их соподчинение, сложение в показателях плотномеров, подсчет новообразований и включений в единице объёма и, наконец, микроморфологические описания шлифов под микроскопом.

Применение микроморфологических методов в лаборатории на тонких шлифах и в поле с использованием микроскопа открыло новые возможности морфологического анализа и изучения почв. В развитии этих методов много сделано советскими и зарубежными учеными. Но это лишь начало перехода морфологии на количественную основу. Намечается возможность использования тщательных морфологических описаний и количественных кодированных данных с помощью запоминающих устройств в электронно-счетных машинах для идентификации почв, их диагностики и классификации.

ОСНОВНЫЕ ВЕХИ В ИСТОРИИ НАУКИ О ПОЧВЕ[1]

Первичные эмпирические знания человека о земле и произрастающих на ней полезных растениях, вероятно, так же древни, как и начала астрономии.

С тех пор как человек использует плодородие почвы и обрабатывает ее для получения урожаев растений, он стал накапливать опыт земледелия и сведения о различных почвах, об их связи с видами и продуктивностью растений, о приемах обработки, удобрениях и методах улучшения почв. Но анализ и научное обобщение этого опыта долго отставали от практики, носили местный и зачастую односторонний характер.

Накопление эмпирических данных о почве и ее свойствах было наиболее длительным подготовительным этапом в становлении почвоведения как науки. Судя по дошедшим до нас археологическим и историческим памятникам, первые сведения о почве и правилах ее использования рождались из непосредственной практики земледелия первобытного общества. Сведения, накопленные практикой земледелия в эпоху рабовладельческого строя, также неизбежно носили локальный характер, тесно переплетаясь с религией и суевериями.

Справедливо пишет Б. Д. Греков (1946) о том, что Солнце и Земля являлись двумя главными божествами в истории земледельческой культуры каждого народа. Славяне, исконно земледельческий народ, «...Землю называли своей матерью».

Исследования отечественных археологов (Хвойка, 1901, 1913; Пассек, 1940, и др.) доказали, что Трипольская культура Поднепровья и Поднестровья III—II тысячелетий до н. э., предшествовавшая культуре скифов, антов и славян, имела относительно развитое мотыжное земледелие, которое было основной хозяйственной отраслью.

Скифы, жившие на тех же территориях в середине I тысячелетия до н. э., имели уже высокопродуктивное пашенное земледелие, выращивая зерновые хлеба не только для себя, но и для продажи, что было отмечено Геродотом (Слободин, 1952). Черноземные степи широко обрабатывались раннеславянскими племенами — антами — в начале новой

[1] В этом разделе автор широко использовал двухтомную монографию А. А. Ярилова «Педология» (1904, 1905 гг.), которая малоизвестна, но сохранила свое историческое значение.

эры (Рыбаков, 1943; Слободин, 1952). Советские археологи и историки согласно отмечают, что в лесных областях к тому времени сложилось подсечное земледелие, а в черноземных степях — залежное, а затем переложное (Третьяков, 1932; Слободин, 1952).

Следовательно, земледельцы того времени уже разбирались в разновидностях почв и угодий нынешней территории Украины, Причерноморья, Русского Севера.

Косвенные признаки говорят о применении антами, а затем славянами различных органических удобрений. Надо указать, что органические удобрения — навоз, фекалии, птичий помет, остатки рыб — применялись в качестве удобрений в древнем Китае, Египте, Мексике, Хорезме.

Поливное земледелие и накопление знаний об орошаемых почвах развивались значительно раньше, чем земледелие неполивное, суходольное. Так, мотыжное поливное земледелие на территории нынешней Туркмении известно в V тысячелетии до н. э., а в Месопотамии, Египте, Индии, Китае — в VII и VIII тысячелетиях до н. э.

В орошаемом земледелии уже в глубокой древности было известно значение поливной воды, удобрительные свойства органических веществ, ила, земли от глинобитных построек. Мотыжение и поливы были важнейшими эмпирическими приемами управления физическими свойствами и водно-солевым режимом поливных почв.

Для начальных стадий пашенного земледелия характерно применение орудий безотвальной обработки почв (рало, соха, сабан, омач). Омач встречался в Средней Азии еще в начале XX в. Безотвальные орудия и поныне применяются при культуре риса в Юго-Восточной Азии.

Уровень древнего общества был настолько низким, что человек не мог объяснить причины плодородия почвы, колебания или гибели урожая. Почва-земля, вода, солнце обожествлялись. Обожествление почвы и воды, например, существовало в Древнем Египте, где Изида считалась богиней плодородия. Наводнения Нила и дожди оплодотворяли почву, и она давала урожай. Прозерпина была богиней плодородия в Древнем Риме. В античном мире почва обожествлялась, ей приписывались многие человеческие черты и чувства, в том числе радость любви и оплодотворения, верность, трудолюбие, капризы, жизненные или злобные силы (Ярилов, 1905).

Постепенно человечеством накапливались практические эмпирические данные, требовавшие обобщения. В древнем Китае в IV в. до н. э. появились книги с описанием почв страны. Различалось пять видов почв. На севере Китая было установлено наличие «черных почв», в пустынях и полупустынях Западного Китая описаны «белые почвы», на востоке отмечены «синие почвы» — заболоченные, в субтропиках и тропиках юга были указаны «красные почвы», на лёссовом плато Центрального Китая отмечены «желтые почвы». Каждый вид почв был подразделен по уровню плодородия (высокий, средний, низкий), которые в свою очередь разделялись на подгруппы (пески, глины и т. д.).

Эта система почв, как указывает китайский почвовед Ма, сохранилась в Китае до середины XX в. и использовалась при исчислении налогов, продаже и оценке земель.

Античные Греция и Рим, достигнув высокого уровня земледелия, оставили в своих литературных памятниках немало сведений о почвах и их использовании. Аристотель, Теофраст (IV в. до н. э.) и другие авторы античной Греции, правда, пишут о почвах и об их роли в развитии растений лишь вскользь. Значительно больше почва и ее свойства при-

влекали внимание писателей, поэтов, ученых Древнего Рима. Так, Лукреций в философской поэме «О природе вещей» пишет в I в. до н. э. о питании древесных растений почвой. Другой поэт и ученый Древнего Рима, Вергилий, живший в 70—19 гг. до н. э., в художественной форме писал в «Георгиках» о свойствах, обработке и удобрениях почв, о различии в требованиях злаков и виноградной лозы к почвам. Вергилий даже упоминает о том, что засоленную почву можно распознать по вкусу воды, просочившейся через нее.

Больше других авторов Древнего Рима вопросы почвоведения затронул Марк Порций Катон (234—149 гг. до н. э.). В своей книге «Земледелие» он описывает применительно к территориям Рима следующие разновидности почв: красная глинистая, мягкая черная, белая глинистая, «гнилая земля» (последняя неплодородна). По механическому составу различаются щебнистая, гравелистая и песчаная земля. Для каждой разновидности почв Катон рекомендует свой набор сельскохозяйственных растений и особенности агротехники. Катон кратко излагает также вопросы осушения заболоченных почв, приемы хранения и применения навоза и птичьего помета на удобрение. Для повышения плодородия почв старых виноградников он рекомендует местное внесение навоза и других органических удобрений, а также посевы смеси трав. Особо он отмечает удобряющую роль посевов люпина, бобов, вики (Катон, 1950).

Книги других латинских писателей (Варрон, «Сельское хозяйство»; Колумелла, «Сельское хозяйство»; Плиний, «Естественная история»), написанные значительно позже, оказались под огромным влиянием Катона; они перелагают его текст и также называют большое число разновидностей почв. Так, Колумелла различает почвы жирные и тощие, сухие и сырые, унавоженные сильные почвы, плотные белые глинистые, красные глинистые и др. Разбивку усадьбы и выбор направления хозяйственного использования почв древние авторы рекомендуют тесно увязывать с климатом и рельефом местности.

Проблема плодородия почв привлекала также внимание писателей средневековья. В «Кабус-Намэ» — литературном памятнике Северного Ирана XI в., например, отмечено, что мерой плодородия почв является развитие их растительного покрова. В книге есть слова: «Сей всегда на такой земле, которая себя саму одевает, тогда она и тебя оденет. А такая земля, которая себя не одевает, она и тебя не оденет». В то же время автор отчетливо понимал, что рост плодородия почв обязан непрерывному труду по возделыванию и улучшению почв. «Каждый день вводи какое-нибудь улучшение, чтобы все время получать новый доход. Не делай перерыва в улучшении поместий и земель».

Уровень знаний о почвах был еще невысоким. Хотя каждый народ накапливал много эмпирических региональных и локальных сведений о почвах и их свойствах, науки о почве не существовало.

Феодализм не принес существенных успехов в развитии знаний о почвах. Правда, постепенное развитие науки, и в частности математики, физики, гидротехники, принесло свои плоды и для земледелия.

Обширная древнеримская литература по вопросам земледелия была обобщена, по-видимому впервые, в середине XIII в. Петрусом Кресчентиусом, сенатором г. Болоньи, в виде книги на латинском языке (Рассел, 1955). Это руководство многократно переиздавалось, было очень популярным и оказало большое влияние на средневековую европейскую литературу по земледелию.

Во второй половине XVI в. французский ученый Б. Палисси (1563) [1] высказал, пожалуй впервые, взгляд о том, что почва снабжает растения минеральными питательными веществами — солями. Но это высказывание осталось непризнанным и малоизвестным.

В европейской научной литературе XVI—XVII вв. господствовало мнение, что почва играет роль вместилища корней и лишь механически поддерживает растения в вертикальном положении. Главным источником питательных веществ для растений считалась вода. Так полагали выдающиеся мыслители и ученые того времени Ф. Бэкон и Р. Бойль. Этому мнению способствовали работы голландского алхимика ван Гельмонта (1577—1644), который пытался путем многолетнего выращивания ивы в сосуде установить источники питания растений и пришел к ошибочному выводу, что создание органического вещества растений обязано только почвенной воде. Как отмечает Д. Рассел, в конце XVII и в XVIII в. Глаубер теоретически и на основании опытов пришел к мысли, что селитра является основой жизни растений и действия органических удобрений.

Позже Вудворт, Боерхаав, Туль, Хом уже расширяют это представление и отдают преимущество в питании растений земле — «землистым веществам», органическим остаткам, маслам, «сокам земли», различным солям, указывая наряду с этим огонь, воздух. Не был забыт и флогистон, которому также приписывалась роль в световом, воздушном и почвенном питании растений. Все эти факты, приводимые Е. Д. Весселом в его знаменитой книге «Почвенные условия и рост растений» (1955), свидетельствуют о том, что без развития геологии, химии, физиологии, микробиологии правильные представления в земледелии того времени не могли возникнуть, не могло возникнуть и почвоведение как самостоятельная наука.

В то же время крупнейшие ученые XVII—XVIII вв. уже подходили к пониманию механизма минерального питания растений, значения углекислоты и азота воздуха, роли воды в почве. Однако в целом преобладало мнение, что органические остатки, «масло», гумус прямо или через углекислоту и продукты их минерализации являются главными факторами плодородия почв и питания растений.

Необходимость взимания налогов, существование барщины и установление военной и трудовой повинности способствовали тому, что феодальные государства стали вводить у себя различные формы земельного кадастра, учета и оценки земель. Так, на Руси для этих целей был создан «Поместный приказ» и составлены «Писцовые книги», которые в XV, XVI и XVII вв., т. е. до реформ Петра I, использовались для исчисления налогов и установления воинской повинности. В «Писцовых книгах», которые систематически пополнялись, детально описывались земельные угодья, рельеф и растительность Московского государства. Пашни подразделялись по уровню плодородия на землю добрую, среднюю, худую и добро-худую (Соболев, 1945).

В «Книге, глаголемой Большой чертеж» (относится к самому началу XVII в.) дано описание географических условий Русского государства. К этому времени в России учитывались смытые почвы, овраги, разбитые пески и рекомендовались первые разрозненные мероприятия по борьбе с эрозией почв. Поземельный кадастр, созданный в целях налогового обложения крестьян и установления трудовых повинностей, существовал

[1] Цитировано по Ярилову (1904, 1905 гг.).

в XVI—XVII вв. по территории Белоруссии, Литвы и Украины. Этот кадастр тщательно учитывал и оценивал угодья и земли по качеству «грунта». Различали грунт хороший, средний, плохой, очень плохой, болотистый, песчаный (Похилевич, 1952).

Таким образом, в XVI—XVII вв. отмечается новый этап в развитии науки о почве. С одной стороны, продолжалось накопление эмпирических знаний и наблюдений, а также географических материалов о различных видах почв. С другой стороны, развитие естественных и физико-математических наук позволяло подойти к изучению отдельных свойств почв и к пониманию способов питания растений.

Новый подъем уровня сельскохозяйственных наук и накопления фактических знаний о почвах произошел лишь в эпоху смены феодализма капитализмом. Что является основой почвенного плодородия, каков механизм питания растений, из чего и как формируется органическое вещество, слагающее растение? Вот те «загадочные вопросы», которые привлекали внимание ученых конца XVII и XVIII в., т. е. в начальный период развития капитализма.

Начало нового этапа в развитии почвоведения связано с именами Ломоносова, Тэера, Либиха.

АГРИКУЛЬТУРХИМИЯ И ПОЧВОВЕДЕНИЕ В НАЧАЛЬНЫЙ ПЕРИОД РАЗВИТИЯ КАПИТАЛИЗМА

М. В. Ломоносов (1711—1765) во второй половине XVIII в. в ряде работ («О слоях земных», 1763; «Слово о явлениях воздушных», 1753) высказал совершенно новые взгляды на почву и природу питания растений. Почва, по Ломоносову, продукт воздействия мхов и других растений на горные породы. «Чернозем — не первообразная и не первозданная материя, но произошел от согнития животных и растущих тел со временем»,— писал он. Ломоносов указывал на различия почв, образованных под березняками, хвойными лесами и под травянистой растительностью. Он также высказал мысль о воздушном питании растений, которое было доказано на десятки лет позднее Дж. Пристли (1771 и 1778), Ян. Ингенг-Хаузом (1779) и Ж. Сенебье (1782), а в 1868 г. экспериментально изучено выдающимся русским ученым К. А. Тимирязевым, создавшим теорию фотосинтеза.

Петр I прямыми указами стремился ускорить развитие земледелия в России, предписывал освоение целины, введение новых культур в различных частях государства (Алефиренко, 1952). Академия наук организует в этот период большие экспедиции, благодаря чему накапливаются данные о природе страны и о ее почвах. В это же время Географический департамент академии собирает опросные сведения о землях, почвах и доходности хлебопашества в различных частях России.

В России в XVIII в. усилилось стремление повысить доходность поместий. Появился ряд инструкций губернаторов, настоятелей монастырей по вопросам земледелия, агротехники, удобрений. Усилилась эксплуатация крепостных крестьян.

Не случайно поэтому, что выдающийся русский ученый-публицист и революционер А. Н. Радищев в ряде своих работ с поразительным для того времени знанием дал обобщенную характеристику почв севера России и описал некоторые проблемы обработки и удобрения почв. Радищев должен рассматриваться не только как предшественник декабри-

стов, но и как один из предшественников докучаевского почвоведения (Крупеников, 1953).

Начало разложения феодально-крепостнического хозяйства России и рост капитализма в сельском хозяйстве были основной и глубокой причиной интереса прогрессивных деятелей к земледелию. В 1765 г. в связи со стремлением найти новые пути для повышения продуктивности сельского хозяйства России (Сивков, 1952; Ходнев, 1865) было создано Вольное Экономическое общество. Общество публиковало труды, известия и журналы, в которых освещались теоретические и практические вопросы русского земледелия, в них сообщалось о различных опытах по применению удобрений, посевах новых культур, агротехнике, улучшениях почв. Общество организовывало также различные исследования по сельскому хозяйству, переводило и издавало лучшие зарубежные труды по агрономии. Известно, что именно Вольное Экономическое общество сыграло главную роль в осуществлении первых научных работ В. В. Докучаева. Исторические заслуги этого общества в возникновении почвоведения являются общепризнанными (Prescott, 1967).

Очень большую роль в накоплении новых агрономических знаний и материалов о почвах России в «Трудах Вольного Экономического общества», а затем в журналах «Сельский житель» и «Экономический магазин» сыграл выдающийся русский агроном XVIII в. А. Т. Болотов (1738—1833). Болотов лично производил разнообразные и многочисленные опыты по обработке, удобрениям и улучшениям почв, публиковал свои материалы в упомянутых изданиях, отстаивал необходимость самостоятельного решения в России агрономических проблем, не перенося механически иноземный опыт (Бердышев, 1949).

Болотов указывал на необходимость изучения физических и химических особенностей почв, удобрений и приемов обработки почв различного типа для повышения урожаев. Во многих его статьях рассматриваются вопросы мелиорации болотных почв, вопросы многопольных севооборотов и травосеяния. Мергель, зола, гипс, навоз, птичий помет, торф неоднократно рекомендовались Болотовым для удобрения соответствующих почв.

В прогрессивных кругах русского общества в конце XVIII и особенно в XIX в. возникает глубокий интерес к черноземy, основе российского зернового хозяйства. Профессор Московского университета по «сельскохозяйственному домоводству» М. И. Афонин обобщил к 1771 г. имевшиеся данные о русском черноземе. В своей речи «Слово о пользе, знании, собирании и расположении черноземy, особливо в хлебопашестве» Афонин дал, по-видимому, первую в науке классификацию черноземов на типы (глинистый, каменистый или песчаный, лесной, болотный, березовый, еловый, ореховый) и систематизированные рекомендации по обработке и повышению их плодородия. Афонин склонен был понимать под черноземом темный гумусовый горизонт почв, происхождение и свойства которого он правильно связывал больше всего с ролью растительности и с продуктами разложения растительных остатков. Афонин был инициатором создания первых почвенных коллекций. Его идея о почвенных музеях в университетах была осуществлена лишь после Октябрьской революции.

В конце XVIII и XIX в. русские академики П. С. Паллас, И. И. Лепехин, Р. Мурчисон, Ф. И. Рупрехт в результате экспедиционных исследований и поездок выступили с описаниями природы России, содержащими гипотезы о происхождении черноземов.

А. Гумбольдт — один из основоположников современной географии, географии растений, гидрологии — исследовал Европу, Азию, Африку, Южную и Северную Америку, предпринял большое путешествие по России. В своих публикациях он рассмотрел особенности и различия морского и континентального климатов, различия климатов восточных и западных окраин континентов, обосновал идею горизонтальной и вертикальной зональности климатов и растительности. Гумбольдт был лично связан с русскими учеными-современниками и являлся почетным членом Русского Географического общества. Научные идеи Гумбольдта распространялись и развивались в России.

Следует, однако, отметить, что развитие науки о почве в XVIII и в первой половине XIX в. как в России, так и за рубежом оставалось все еще в рамках накопления и описания агрономических, географических и геологических фактов. Методы и положения «точных» наук практически еще не внедрялись в земледелие. Поэтому и наука о почве была оторвана от комплекса естественноисторических и физико-математических наук. Даже в XVIII в. почва наделялась еще свойствами живого существа. Так, А. А. Ярилов сообщает, что А. Цейгер различал почвы сангвинические (черные), холерические (суглинистые), меланхолические (глинистые) и флегматические (чаще всего песчаные).

Вторая половина XVIII и XIX в. ознаменовались началом и развитием изучения гумусовых веществ почвы. Еще шведский ученый Валлериус (1761) писал о почвенном перегное как о продукте разложения растений и пище растений. Русский исследователь И. И. Комов (1789) также придавал большое значение гумусу в формировании плодородия почв и питании растений, указывая на целесообразность травосеяния и применения органических удобрений. Однако исследования природы гумуса, как справедливо пишет М. М. Кононова (1951), велись с теоретических позиций и методами неорганической химии. Это объясняется тем, что органическая химия и в еще большей степени биохимия и микробиология появились и развились позже. Между тем почвенный перегной, как подчеркивал В. Р. Вильямс, является продуктом жизнедеятельности микроорганизмов и биохимических превращений в почве органических веществ растительного и животного происхождения.

По мере развития органической химии углубляются методы изучения почвенного перегноя. Исследования немецкого ученого Шпренгеля, шведского химика Берцелиуса (Berzelius, 1839), их последователей и учеников Мульдера (работы 1840—1862 гг.) и русского ученого Германа (исследования 1836—1845 гг.) установили различные формы гумусовых веществ, кислотную природу ряда гумусовых соединений, значение этих соединений в почвенном плодородии.

Развитие коллоидной химии, сыгравшей исключительно плодотворную роль в формировании теоретического и прикладного почвоведения позже, уже в XX в., принесло на более раннем этапе богатые плоды в познании природы органического вещества почвы. Голландский исследователь ван Беммелен (van Bemmelen, 1888) доказал коллоидный характер перегнойных веществ и существование абсорбционных реакций между ними и минеральными соединениями почвы.

Французский исследователь Грандо (1872), подчеркивая роль перегноя в обменных реакциях почвы, пришел к выводу, что гумус играет роль посредника в почвенном питании растений, и сформулировал теорию органо-минерального питания растений.

В конце XIX в. в результате развития микробиологии и биохимии оформляется биологическое направление в изучении почвенного перегноя. Исследования П. А. Костычева (1889), Мюллера, Раманна (1888) и других показали, что главное в образовании почвенного перегноя заключается в деятельности насекомых, червей, микроорганизмов.

Исследования природы гумуса были развиты и продолжены чешским ученым Вольни, шведским химиком Свен-Оденом (Oden, 1912—1919), американским микробиологом-химиком С. Ваксманом (Waksman, 1926—1937 гг.) и советскими исследователями А. А. Шмуком (работы 1924—1930 гг.), А. Ф. Тюлиным (работы 1926—1948 гг.). Последние исследователи уже сочетали методы современной органической и коллоидной химии с биохимическим принципом понимания гумусообразования. Однако в течение всего XIX в. проблема образования и состава гумуса решалась главным образом с позиций чистой химии, т. е. неполно и потому не вполне верно.

Новые идеи в теории гумусообразования были высказаны В. Р. Вильямсом (работы 1897, 1902, 1914 гг.). Ведущую роль в гумусообразовании он отдавал биологическим и особенно биохимическим факторам (деятельность бактерий, грибов, ферментов).

А. Г. Трусов (работы 1914—1916 гг.) на основании глубоких экспериментальных исследований пришел к аналогичному выводу о том, что различные органические вещества растительного происхождения под влиянием окислительных ферментов, деятельности микроорганизмов участвуют в образовании перегноя.

Несмотря на то что идеи о минеральном и воздушном питании растений, о различиях в образовании почв были высказаны и даже находили экспериментальное подтверждение, наука XVIII и XIX вв. не оценила этих положений. Почти половина XIX в. прошла под знаком так называемой гумусовой теории питания растений. Талантливый и яркий пропагандист этой концепции Тэер (1809) утверждал, что органическое вещество растений создается путем поглощения корнями гумусовых веществ и воды из почвы. Ошибочная в прямом толковании, эта концепция в то же время способствовала возникновению глубокого интереса к почвенным перегнойным веществам, к травосеянию, к органическим удобрениям, т. е. сыграла в свое время положительную роль. Тэер был основателем одной из первых высших сельскохозяйственных школ в Европе и горячо пропагандировал плодосмен, чередование клевера и корнеплодов.

М. Г. Павлов, руководитель кафедры сельского хозяйства МГУ, главную роль в плодородии почв и в питании растений, следуя Тэеру, придавал гумусу. Павлов вместе с тем отстаивал правильную идею, что «нивоводство» в различных частях России должно быть различным. Он подчеркивал в своих статьях преимущества плодопеременной системы земледелия в сравнении с трехпольем. Постепенно освобождаясь от влияния идей Тэера, Павлов пришел к мысли о почвообразующей роли растений, о вреде монокультуры и о явлениях «почвоутомления». М. Г. Павлов был директором первого сельскохозяйственного опытного учреждения в Бутырском хуторе под Москвой (Качинский, 1957). Одному из сотрудников М. Г. Павлова, профессору А. Л. Ловецкому, принадлежит поразительная для того времени мысль о единстве почвы и организмов, о пищевых цепях в системе почва — растение — животное — почва. Он писал: «...умершие животные и растения суть пища для чернозема, а чернозем есть пища живым растениям, растения же животным» (цитировано по Ремезову, 1955).

С 1841 г., после Павлова, руководителем кафедры сельского хозяйства в МГУ короткое время был талантливый и яркий ученый Я. А. Линовский, умерший совсем молодым. Он был глубоким и беспощадным критиком односторонних западноевропейских теорий, объяснявших плодородие почв каким-либо одним универсальным фактором (гумусом или перегнойно-кислыми солями, минеральным или азотным питанием). Линовский выдвигал идею зависимости почвенного плодородия от многих факторов («сырость земли», климат, метеорологические условия, «свойства навозов», системы хозяйства «и тысяча других обстоятельств»).

Ныне в почвоведении вновь появляются данные, свидетельствующие о прямом и косвенном положительном значении почвенных органических соединений и о роли физиологически активных веществ почвы в питании и развитии растений (Кононова, 1951; Христева, 1953, 1957).

Обилие появившихся в XVIII в. экспериментальных данных о зольном составе растений и о химическом составе почвы, идеи минерального питания растений наряду с открытием роли воздушного питания (Saussure, 1804) вплотную привели к новому этапу развития учения о почве — либиховской теории минерального питания растений и удобрений. Ю. Либих (1803—1837), по специальности химик-органик, в книге «Химия в приложении к земледелию и физиологии растений» (1840) рассмотрел и сформулировал положение о том, что растения питаются через корневую систему минеральными веществами почвы, запас которых в почве ограничен и истощается по мере возделывания растений и отчуждения урожаев. Возврат выносимых с урожаями растений зольных веществ необходимо восполнять внесением в почву минеральных удобрений.

Открытие роли минеральных удобрений было важным этапом в развитии земледелия, агрономической химии и почвоведения. Эти идеи получили одобрение и поддержку К. Маркса, который писал, что развитие гигантских городов — капиталистических центров производства «препятствует обмену веществ между человеком и землей, т. е. возвращению почве ее составных частей, использованных человеком в форме средств питания и одежды, т. е. нарушает вечное естественное условие постоянного плодородия почвы» [1].

К. Маркс осуждал мальтузианские высказывания Либиха. В то же время он отмечал, что разработка проблем удобрения в земледелии с точки зрения естествознания «представляет собой одну из бессмертных заслуг Либиха».

Доказательство необходимости возврата зольных веществ в почву К. А. Тимирязев назвал «величайшим приобретением науки» (Тимирязев, 1948). Заслугой Либиха было также изучение зольных веществ различных растений и установление резких различий в минеральном составе корне-, клубнеплодов, бобовых и злаков. Во времена Либиха в естествознании не были еще известны факты о миграции и круговороте веществ в системе почва — растение, о могучем влиянии растений на почву, почвоведение все еще находилось в эмпирической фазе развития. Почва Либиху рисовалась как резервуар питательных веществ, образовавшийся в результате выветривания горных пород и ограниченный по запасу. Все это объясняет, почему он оказался частично в плену мальтузианства и односторонне оценивал роль минерального питания культурных растений, видя в этом растрату почвенного плодородия.

---

[1] *К. Маркс, Ф. Энгельс.*— Сочинения, т. 23, стр. 514.

В то время, когда минеральные удобрения под влиянием Либиха рассматривались как единственное средство повышения плодородия почв, Я. А. Линовский, отдавая должное минеральным удобрениям, постоянно подчеркивал значение содержания в почвах воды, воздуха, тепла, питательных веществ, севооборотов, обработки, мелиораций.

М. Г. Павлов и Я. А. Линовский были последовательными антимальтузианцами, они оба отстаивали концепцию непрерывного возрастания почвенного плодородия при рациональном земледелии. Либих ошибался, требуя внесения в почву соединений кремнезема в качестве удобрений и утверждая, что аммиак атмосферы достаточно удовлетворяет потребности растений в азоте и что поэтому азотные удобрения перентабельны и не нужны. Ошибался он и в том, что «не может быть таких растений, которые улучшали бы почву, делали бы ее богаче и плодороднее для растений другого рода».

Дальнейшее развитие науки и опыт земледелия опровергли эти заблуждения Либиха, дополнили и расширили его правильные взгляды о минеральных удобрениях. Главное же заблуждение об отрицательном влиянии культурных растений на почву в корне пересмотрено и отвергнуто современным учением о почвообразовательном процессе, опытом окультуривания почв, открытием положительной роли корневых систем, опада и зольных веществ в формировании почвы и почвенного плодородия. Но нельзя забывать, конечно, что длительная монокультура некоторых растений вызывает накопление токсинов в почвах и снижение урожаев.

Введение Либихом химических методов для исследования состава почв и растений, несмотря на известную переоценку этих методов в познании плодородия почв, было важнейшим этапом в развитии науки о почве и удобрениях. Был открыт путь к созданию агрикультурхимии, к познанию химии почвообразовательного процесса, а затем к развитию связей почвоведения и агрохимии с геохимией и биогеохимией

ПОЧВОВЕДЕНИЕ В ПЕРИОД РАЗВИТИЯ КАПИТАЛИЗМА

Итак, после работ Ломоносова, Тэера, Гумбольдта, Либиха открылись новые пути и возможности изучения почв. Однако почва как естественноисторическое биогенное образование, как совокупность генетических горизонтов, как компонент ландшафта оказалась еще не открытой. Агрикультурхимики ограничивались изучением лишь пахотного горизонта почв. К генетическому пониманию почвенного покрова ближе всех подходили немецкие агрогеологи. Но и они не решили эту задачу. В их кругах родилось слово «почвоведение» — педология (Bodenkunde, Pedology), они обсуждали место почв в природе и почвоведения в системе наук. Немецкие агрогеологи были склонны отмечать даже известную самостоятельность почвоведения как науки. Но одни из них считали почвоведение разделом агрономии, а другие — сферой геологии. В Германии с 1878 г. начинают широко проводиться работы по составлению агрогеологических карт для проведения работ по мелиорации, разбивки полей севооборотов, выбора и нормирования удобрений.

Немецкие исследователи почв конца XIX в. (Д. Беренд, Р. Браунгарт, М. Феска, А. Новацкий) рассматривали почву лишь как петрографическую категорию, а именно как разрушенную древнюю горную породу, находящуюся на пути преобразования в новую горную породу. Особая

роль почв и почвенного покрова в природе все еще оставалась непонятной и невскрытой.

Большое влияние чисто геологического понимания почв и задач почвоведения на Западе объясняется, возможно, отсутствием обширных равнинных областей с однородными почвообразующими породами, пестротой в петрографическом составе изверженных и ледниковых осадочных отложений в Германии, Англии, Скандинавии. Но остается фактом, что в XIX в. на Западе не была «открыта» почва как особое природное тело и не было создано почвоведение как естественноисторическая наука.

Более глубокие исследователи того времени — Фаллу (Fallou, 1865), Рихтгофен, Ратцель, по-видимому, являются наиболее близкими предшественниками В. В. Докучаева и созданного им генетического почвоведения.

Фаллу указал на связь почв с материнскими породами, высотой местности и условиями рельефа. Он отметил значение мощности почвенного покрова, но при этом ошибочно принял мощность рыхлых наносов за мощность почвы. Им подчеркивалась плодоносность почв, их способность обеспечивать рост растений. Именно Фаллу принадлежат слова, которые любил повторять В. И. Вернадский, о том, что почва — «это самая благороднейшая ржавчина, какая только может образоваться в природе» (Fallou, 1865). Он же указал на роль почвенного покрова в круговороте веществ в природе.

Выдающийся немецкий географ и путешественник XIX в. Ф. Рихтгофен отдал много времени и сил изучению природы Азии, Европы, Америки. Он создал эоловую теорию образования лёссов, теорию, которая многими разделяется и в настоящее время. Побывав на Цейлоне, он правильно разобрался в происхождении латеритов — продуктов глубокого выветривания гранитов и гнейсов. Он ввел понятие о типах земных пространств: элювиальные области с автогенными почвами — остаточными продуктами выветривания; области длительной (уравновешенной) денудации; области преобладающей денудации; области преобладания наносов; области эоловых наносов.

Принятые в современной литературе понятия о типах коры выветривания основываются на отмеченных положениях Рихтгофена. Рихтгофен ввел понятие о почвообразователях, различая в их числе выветривание под действием факторов среды и растений, прямое влияние растений и животных, растворяющее, эродирующее и намывающее влияние воды, воздействие воздушных течений, движущихся льдов, моря, вулканических извержений.

Хотя Рихтгофен различал «растительные почвы» (гумус, торф), в целом он имел в виду не почвы, не почвообразовательные процессы, а четвертичные наносы, кору выветривания, биогенные и хемогенные осадки. Вклад Рихтгофена в науку в этом отношении исключительно велик. Его работы, дополненные исследованиями К. Д. Глинки и Б. Б. Полынова, явились теоретической основой учения о типах коры выветривания и почвенно-геохимических ландшафтах.

Ратцель, как географ, находился под влиянием идей Рихтгофена. Он отмечал значение почвенного гумуса в биогеографии и указывал на связь биосферы и гумусовых горизонтов почв (Ratzel, 1891, 1899).

К концу XIX в. центр передовой творческой мысли в области изучения почв переместился в Россию. Потребность в земельном кадастре, в оценке земель для купли-продажи и в налоговых целях существовала

в России уже в первые десятилетия XIX в. Министерство государственных имуществ собирало сведения о землях и сельском хозяйстве страны, нанося эти материалы на карты. Так, в 1851 г. была составлена К. С. Веселовским первая карта почв Европейской России. На карте различались чернозем, глины, пески, суглинки, супеси, ил, солонцы, тундры, болота, каменистые пространства (Виленский, 1945). За ней последовала более детальная, но, по мнению Докучаева, научно также мало достоверная карта почв Европейской России, составленная В. И. Чаславским в 1875 г. к Парижскому географическому конгрессу (где она была удостоена золотой медали) и изданная в 1879 г. На этой карте были показаны не только чернозем разного механического состава, но две разновидности подзола, серые лесные почвы, солонцы, торфяные почвы, пески, супеси, плавни, болота и т. д. Впервые на карте были показаны не угодья, не литологические группы наносов, а именно почвы.

Вероятно, декабрь 1874 г. следует считать официальной датой рождения докучаевского почвоведения — началом генетического почвоведения как науки: на заседании Петербургского общества естествоиспытателей молодой геолог В. В. Докучаев сделал сообщение «О подзоле Смоленской губернии».

В 1875 г. В. И. Чаславский, готовя свою карту к печати, пригласил В. В. Докучаева «составить нормальную почвенную классификацию и описание русского чернозема» для объяснительной записки к карте (Соболев, 1949; Чеботарева, 1949).

Вольное Экономическое общество, которое с 1843 г. ставило вопрос об изучении русского чернозема, явилось крайне благоприятной средой для расцвета таланта молодого Докучаева. Общение и дружба с членами общества — Д. И. Менделеевым, А. В. Советовым, А. Н. Бекетовым, А. И. Ходневым, их внимание к дискуссиионным выступлениям Докучаева привели в конечном счете к тому, что В. В. Докучаев был избран вместе с Д. И. Менделеевым, А. М. Бутлеровым, А. В. Иностранцевым, А. В. Советовым, А. И. Ходневым и другими в состав «Черноземной комиссии». Обзоры, составленные Докучаевым, «Итоги о русском черноземе» и «Программа исследований чернозема...» были опубликованы и одобрены. Летом 1877 г. Докучаев начал исследования, закончившиеся гениальной книгой «Русский чернозем» (1883).

Последующие исследования и публикации трудов В. В. Докучаева создали теоретический фундамент современного генетического почвоведения: учение о зонах природы и почвенных зонах, учение о факторах почвообразования, понятие о почве как особом естественноисторическом теле, представленном совокупностью генетических горизонтов, учение о формировании почв, профильный метод исследования почв, первая научная классификация почв и первая обзорная карта почв мира.

Докучаев создает первую кафедру почвоведения в России в Ново-Александрийском сельскохозяйственном институте, воспитывает плеяду блестящих учеников (В. И. Вернадский, Н. М. Сибирцев, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, П. В. Отоцкий, К. Д. Глинка, П. А. Земятченский, П. Ф. Бараков, С. А. Захаров, Н. А. Димо и многие другие), разрабатывает проект первого музея почвоведения, возглавляет многочисленные экспедиции, учреждает почвенную комиссию Вольного Экономического общества в Петербурге и долгое время работает ее председателем. Многое было сделано Докучаевым для практики русского земледелия и особенно для борьбы с засухой. Под руководством Докучаева его учениками Сибир-

цевым, Танфильевым, Ферхминым (1900) была составлена первая в мире генетическая почвенная карта Европейской России и первая карта почвенных зон северного полушария. Обе карты демонстрировались на всемирной выставке в Париже, а коллекции почв, собранные Докучаевым, на всемирных выставках в Париже и Чикаго.

Учение о факторах почвообразования и определение почвы, сформулированное Докучаевым, вошли в мировую литературу, стали общепризнанными. Почва, по Докучаеву, это не пахотный слой поля, это не особая петрографическая свита горизонтов. Почва и почвенный покров закономерно связаны со средой и с возрастом формирования территории. Докучаев писал, что «почвой следует называть «дневные» или наружные горизонты горных пород (все равно каких), естественно измененных совместным влиянием воды, воздуха и различного рода организмов, живых и мертвых» (1886, стр. 227).

Почвоведение оформилось как одна из естественноисторических наук и, наконец, благодаря Докучаеву определило свой предмет и свои методы изучения.

Докучаев разработал и опубликовал несколько вариантов первых генетических классификаций почв. В первой классификации 1886 г. он руководствовался сочетанием важнейших почвенных свойств, особенностями физико-географических и геобиологических условий местности (климат, грунт, растительные и животные организмы, рельеф, почвенный возраст территории) наличием локальных особенностей (избыток влаги, выходы горных пород, специфический рельеф). В числе основных критериев подразделения почв Докучаев учитывал «способ залегания и наличие первичных генетических черт», «способ происхождения», климатические условия и гумус, «цеолитную глину».

Оценивая огромное практическое значение почвоведения для русского земледелия, Докучаев разработал проект создания в стране Почвенного комитета. Эта идея была поддержана академиками К. С. Веселовским, А. П. Карпинским, московским профессором Н. Е. Ляскovским, А. Н. Энгельгардтом. Однако Ученый комитет министерства государственных имуществ и царский министр М. Н. Островский в 1891 г. провалили этот проект на том основании, что почвоведение не является самостоятельной наукой. Лишь в 1912 г. в России был, наконец, создан учениками и последователями Докучаева «Докучаевский почвенный комитет», и то на правах общества, состоящего при департаменте земледелия и подотчетного Управлению землеустройства и земледелия. Почвенный институт им. В. В. Докучаева, учрежденный Академией наук СССР в 1925 г., явился прямым наследником этого комитета.

В. В. Докучаев вел настойчивую борьбу за создание кафедр почвоведения в университетах. Став директором Ново-Александрийского института [1], В. В. Докучаев создал первую в мире кафедру почвоведения, которую возглавил его ученик и соратник Н. М. Сибирцев.

Н. М. Сибирцев в 1900 г. опубликовал специальный учебник почвоведения, где впервые почва, в докучаевском понимании, рассматривается как особое естественноисторическое образование. Все эти события конца 80-х и середины 90-х годов сыграли большую роль в развитии почвоведения в Московском университете. В МГУ в 1890 г. кафедру агрономии

[1] Институт был создан на территории Польши, а затем частично переведен в Харьков, где на его основе создан Харьковский сельскохозяйственный институт им. А. Н. Соколовского.

занял после Лясковского молодой ученый А. Н. Сабанин, который, будучи горячим последователем В. В. Докучаева, перенес центр тяжести в преподавании агрономии на почвоведение.

Научная, педагогическая и организационная деятельность А. Н. Сабанина за 30 лет руководства кафедрой агрономии и его вклад в развитие отечественного почвоведения исключительно плодотворны. Сабанину удалось добиться строительства специального здания для кафедры агрономии, оборудовать лаборатории первоклассными приборами, создать музей почв России и, что самое главное, включить с 1906 г. в учебный план физико-математического факультета почвоведение как самостоятельный курс, обязательный для студентов-естественников. На кафедре развернулась систематическая исследовательская и учебная работа в разных разделах молодой науки о почве, разрабатывались методы химических и физических исследований почв, изучались природа органического вещества, почвенные растворы, поглотительная способность и химические особенности главных почвенных типов России.

Сущность почвообразования А. Н. Сабанин видел в непрерывном процессе «разрушения и новообразования веществ» под влиянием деятельности организмов и условий среды. Лишь организмы (особенно растительность) и материнская порода являются, по мнению Сабанина, почвообразователями. Главные свойства почвы, отличающие ее от горных пород, обязаны, по его мнению, прямому или косвенному влиянию «живой плазмы» и продуктам жизнедеятельности.

В своей трактовке проблемы генезиса и классификации почв Сабанин иногда расходился с Докучаевым, который рассматривал почву в неразрывной связи с историей и особенностями географической среды. Но он расходился также с теми, кто, отходя от Докучаева, видел не в организмах, а в современном климате ведущий фактор почвообразования и кто понимал почвы как извечные тела, находящиеся в покое и в равновесии со средой. Почвы переживают, по Сабанину, процессы накопления изменений, ведущих к «гибели почвенного образования или метаморфозу почвы».

Почвоведение, по Сабанину, наука, изучающая «взаимоотношения двух миров: организованного и минерального...» «Наука о почвах ... стремится изучить эти взаимоотношения, познать их законы, определить пути развития и жизнь почв и их метаморфозы в пространстве и времени». Эти слова Сабанина, высказанные в 1909 г., и поныне сохранили прогрессивное значение. Сабанину удалось не только создать университетский центр преподавания почвоведения, через который прошли поколения многих русских ученых-почвоведов (В. В. Геммерлинг, С. А. Захаров, В. Г. Касаткин, А. А. Красюк, М. М. Филатов, Е. П. Троицкий и др.),— с 1896 г. он возглавлял Почвенную комиссию Московского общества сельского хозяйства.

А. Н. Сабанин был бессменным председателем Почвенной комиссии, которая вместе с кафедрой агрономии МГУ играла роль московского центра по различным вопросам почвоведения.

Рутина и реакционность царской России помешали Сабанину довести до конца дело создания в Московском университете кафедры почвоведения. Он умер в 1920 г., а официальное открытие кафедры состоялось в 1922 г. Но именно Сабанин больше чем кто-либо подготовил условия для создания кафедры почвоведения в МГУ, которая за годы Советской власти выросла до специального Почвенного отделения, состоящего из шести кафедр. Это единственный в мире университетский центр по раз-

маху, дифференциации специальностей, научным исследованиям и подготовке почвоведов-исследователей и производственников.

Большое влияние на разработку теоретических основ почвоведения оказал П. С. Коссович (1862—1915). Коссович считал выветривание и почвообразование стадийным процессом. Главными стадиями в его представлении были щелочная (ранняя) и кислая (поздняя). Все почвы, по Коссовичу, являются переходами между этими двумя группами (стадиями). В 1911 г. Коссович впервые ввел в классификацию почв новое понятие «тип почвообразования», различая типы: пустынный, пустынно-степной (солонцовый), степной — черноземный, подзолистый, тундровый, латеритный. В последующем русские почвоведы следовали этой номенклатуре и группировкам типов почвообразования. К. Д. Глинка и С. С. Неуструев, однако, добавили тип болотного почвообразования.

Выдающийся русский почвовед П. А. Костычев в конце XIX в. утверждал, что развитие растений зависит не только от химических, но и от физических свойств почв. Еще раньше это особенно подчеркивал французский исследователь Буссенго (1802—1887), который писал: «Простое отмучивание, указывающее на отношение песка и глины в почвах, дает нам для суждения ее больше, чем самый детальный химический анализ» (Boussingault, 1841).

Значение физических свойств почв лучше всего иллюстрировалось черноземами, зернистая структура и рыхлое сложение которых были особенно благоприятными для растений. Однако физические свойства почв долгое время изучались лишь применительно к пахотному слою и притом в нарушенном залегании, в условиях лаборатории. Все же изучение физики почв даже этим путем позволило в первой половине XIX в. Шюблеру и во второй половине XIX в. Вольни сделать многое для характеристики водно-воздушно-тепловых свойств почв.

XIX век отмечен также стремлением разобраться в механическом составе почв, которому приписывалось особо важное значение в почвенном плодородии. Методы изучения механического анализа в почвах базировались на принципах просеивания и отмучивания (В. Р. Вильямс, А. Н. Сабанин, Осборн, Аттерберг). По мере развития коллоидной химии и учения о дисперсных системах уже в начале XX в. для изучения механического состава почв стали применяться методы, использующие явления пептизации, коагуляции и седиментации (К. К. Гедройц, Робинсон, Вигнер, С. И. Тюремнов), центрифугирование и др.

Развивались также методы изучения структуры и микроструктуры почв. От простого ситового анализа сухих почв перешли к изучению водоустойчивости структуры (В. Р. Вильямс, А. Ф. Тюлин), а затем к изучению микроагрегатного состава методами осаждения (Н. И. Саввинов, Н. А. Качинский).

Переломный этап в развитии почвенной физики наступил в начале XX в., когда отечественные ученые А. Ф. Лебедев, А. Г. Дояренко, Н. А. Качинский перенесли изучение физических свойств в поле, без нарушения естественного сложения почв и по возможности в естественных условиях залегания. Физические свойства обязательно исследовались по генетическим горизонтам всего профиля почвы, без нарушения естественного их состояния. Этот путь сочетания физических, а также химических методов с генетическим принципом изучения почв позже стал общепризнанным и дал значительные результаты.

Первая половина XX в. отмечена для почвоведения началом развития почвенной гидрологии. Статические представления о водных свойствах

почв, характерные для XIX в., сменились после работ А. Ф. Лебедева (1919, 1936), Корнева (1925), Ричардса (Richards, 1928) и др. динамическими представлениями о связи между формой и подвижностью почвенной влаги и ее доступности растениям.

Очень важным этапом в развитии почвоведения в России были большие почвенно-ботанические экспедиционные исследования, проводившиеся с 1908 по 1916 г. в различных частях азиатской территории государства. Экспедиции были организованы Переселенческим управлением для отбора земель с целью переселения крестьян из центральных районов России, развития орошения в бассейне Сырдарьи, использования рудных и лесных богатств Зауралья, Сибири и Дальнего Востока. Экспедиции возглавлялись К. Д. Глинкой, известными ботаниками-географами Б. А. Федченко, А. Ф. Флеровым. Активно участвовали в этих исследованиях П. С. Коссович, П. В. Отоцкий, Л. И. Прасолов, Н. И. Прохоров, С. С. Неуструев, Б. Б. Полынов, Р. И. Аболин. В составе отрядов экспедиций работали обычно топографы и агрономы. Хотя цели экспедиций были чисто переселенческими, научные результаты оказались весьма плодотворными. Были установлены особенности почв Азиатской России, открыто наличие своеобразных черноземов, описаны засоленные почвы и мерзлотные явления в почвах, дано описание нового типа почв — сероземов Средней Азии (Неуструев, 1926).

Все эти данные регулярно публиковались и послужили материалом для сводной почвенной карты, составленной позже К. Д. Глинкой для его монографий и учебника почвоведения.

В мировой научной литературе сооснователем современного почвоведения по праву называется американский ученый **Е. В. Гильгард** (1833—1916). Гильгард был профессором Калифорнийского университета, основателем и первым директором Калифорнийской сельскохозяйственной опытной станции. Он воспитал многие поколения почвоведов и агрономов в США. Перу Гильгарда принадлежат сотни научных трудов и статей, опубликованных за 60 лет деятельности. Главнейшими из них являются: «О влиянии климата на образование и состав почв» (Hilgard, 1893), «Природа, ценность и использование засоленных земель и солеустойчивость культур» (Hilgard, Loughridge, 1906) и учебник-монография «Почвы; их образование, свойства, состав и отношение к климату и росту растений во влажных и сухих областях» (Hilgard, 1911).

Работы Гильгарда постоянно печатались в издаваемых Вольни с 1878 по 1898 г. «Исследованиях в области агрикультурфизики» (Forschungen auf dem Gebiete der Agrikulturphisik), в докладах и бюллетенях Калифорнийской опытной станции и других научных журналах Америки и Германии. Переводы и рефераты его работ публиковались в русском «Журнале опытной агрономии».

Труды Гильгарда, как и труды Докучаева и Сибирцева, вошли неотъемлемой частью в теоретические основы современного почвоведения и научной агрономии, оставив глубокий след в науке.

В исследованиях роли климата в почвообразовании Гильгард придавал первенствующее значение влиянию температуры и влажности. Позднее в своей монографии «Почвы...» он отмечал также влияние состава пород на плодородие образующихся из них почв, роль топографии местности и особенно подчеркивал значение растений в почвообразовании. «Образование почвы,— пишет Гильгард,— начинается с момента поселения на поверхности горных пород низших растений, в первую очередь лишайников, затем мхов и папоротников; действие ра-

стений сопровождается действием бесчисленных бактерий и плесневых грибов». Гумус им рассматривается как продукт разложения растительных остатков под действием микроорганизмов.

Большое внимание Гильгард уделял составу и состоянию растительного покрова, как индикатору почвенного плодородия. Им изучался зольный состав растений.

Гильгард был близок к современному пониманию процессов вымывания и накопления соединений железа. Этот процесс он называл «lixiviation» (вымывание) — понятие, которое сохранилось и поныне в западной литературе по выветриванию и почвообразованию.

Русские почвоведы и агрономы знали и ценили труды Гильгарда. Его имя упоминали В. В. Докучаев и Н. М. Сибирцев в своих лекциях. Сибирцев неоднократно отмечал, что Гильгард и его школа в почвоведении имеют много общих черт и научных положений, сходных с докучаевским почвоведением в России. Однако он писал: «...то, что у Рамана, Гильгарда и других западных ученых является в одностороннем неполном и неясном выражении, гораздо раньше в России было обстоятельно развито с идейной и фактической стороны в классификации Докучаева» (Сибирцев, 1953б).

Придавая большое значение методам химического исследования почв, Гильгард обращал внимание на необходимость микроскопического исследования образцов для определения состава нерастворимого остатка. Помимо химических методов исследования, определяющих потенциальные запасы питательных веществ в почвах, он рекомендовал проведение полевых деляночных опытов с несколькими контролями для оценки продуктивности почв непосредственно в поле.

Выдающаяся роль в истории современного почвоведения принадлежит венгерскому почвоведу А. де Зигмонду (1873—1939). Исследования Зигмонда в области общих проблем почвообразования и классификации почв, в области генезиса и мелиорации засоленных почв навсегда сохранят свое значение.

Зигмонд был старейшим почетным членом Международного общества почвоведов и одним из его основателей. Он руководил долгие годы солонцовой подкомиссией Международной ассоциации почвоведов.

Зигмонд принял положение Докучаева о том, что почва является функцией совокупности почвообразующих факторов: материнской породы, климата, рельефа, деятельности животных и растений и возраста. Особую заслугу Докучаева Зигмонд видел в том, что он отдал должное времени как фактору почвообразования. Зигмонд критиковал геологическое определение почв, которое дали немецкие исследователи Рихтгофен и Раманн, и всегда подчеркивал тесную связь почвы с живыми организмами, особенно с растительным покровом.

В представлении Зигмонда почвенный покров находится в непрерывном развитии. Он писал в своей капитальной книге «Основы почвоведения» (The Principles of Soil Science): «Образование почв не приходит в тупик, если даже почвы хорошо развиты: подзолы, например, могут со временем перейти в болотные почвы или в степные почвы. Совершенно невозможно установить, какое именно состояние почвы является концом процесса развития» (1938).

Зигмонд справедливо считал, что хозяйственная деятельность человека является одним из важнейших факторов современного почвообразовательного процесса. Зигмонд в своих работах ссылался на исследования Докучаева, Сибирцева, Глинки, Гедройца, Коссовича, пользовался

русскими терминами «подзол», «чернозем», «глей» и применял принцип генетического анализа почвенного профиля по горизонтам, разработанный русскими почвоведами.

Увлекаясь исследованиями поглощающего комплекса почвы и состава поглощенных катионов, Зигмонд, как и Гедройц, некоторое время считал состав поглощенных катионов единственной основой для почвенных классификаций (Труды I и III Международных конгрессов почвоведов). При этом он подчеркивал, в отличие от Гедройца, что количество обменного калия в почвах является важнейшим классификационным признаком почвы. Основанием для этого было установленное Зигмондом большое количество обменного калия в некоторых почвах Венгрии.

В книге «Основы почвоведения» Зигмонд подчеркивал, что классификация почв должна быть генетической и динамической и должна быть основана на характеристике самих почв. Именно поэтому его не удовлетворяли классификации Рихтгофена и Глинки, основанные на различиях климатической обстановки почвообразования.

Зигмонд положительно оценивал попытки выдающегося американского почвоведа Марбута, исходившего из докучаевского принципа классификации, подразделить почвенные типы США по запасам и формам соединений кальция и железа. Однако Зигмонд считал, что этого недостаточно, так как классификация Марбута не учитывает в должной мере условий почвообразования. Докучаевский принцип классификации в понимании Зигмонда включает оценку как происхождения почв, так и взаимоотношений почвы с факторами почвообразования.

Отмечая положение о равнозначности всех почвообразующих факторов, Зигмонд вместе с тем подчеркивал преимущественное значение того или иного фактора почвообразования в местных условиях.

Особенно заслуживает внимания установление Зигмондом в классификации почв категории «почвенные порядки». Он отмечает, что «почвенные порядки» являются как бы наиболее общей группой, объединяющей разнообразные почвенные типы в условиях однотипного водного режима и климата местности.

Зигмонд высказывал предположение, что могут быть встречены некоторые почвенные типы, еще неизвестные, но которые рано или поздно могут быть открыты. Так, он писал, что ему неизвестны засоленные торфяные почвы, но вместе с тем подчеркивал безусловную возможность их возникновения в дельтах рек, а также внутри континентов вблизи мелких соленых зарастающих озер как в тропиках, так и в холодных климатических зонах. И действительно, эти высказывания А. Зигмонда были подтверждены в последующем разнообразными почвенными исследованиями пойменных территорий Украины, в дельтах рек Кубани, Волги, Куры, Амударьи, а также при исследованиях болотных почв Западной Сибири.

Зигмонд составил наиболее полную библиографию по вопросам засоленных почв. Она включает 757 работ различных авторов за период 1877—1927 гг. Эта библиография опубликована в трудах Международного общества почвоведов. В библиографическом списке работ цитируются старейшие исследования русских авторов: П. А. Земятченского (1894), Г. Н. Высоцкого (1899), В. С. Богдана (1900), С. С. Неуструева (1902).

Все это свидетельствует о том, что между Зигмондом и русскими учеными с давних времен существовали тесные творческие связи.

Говоря о почвоведах-генетиках того времени, нужно отметить плодотворную деятельность немецкого почвоведа Раманна, знавшего рус-

скую научную литературу, автора статей в журнале «Почвоведение», друга К. Д. Глинки.

Раманн — автор солидных курсов почвоведения на немецком языке (1901, 1911, 1918) и воспитатель многих ученых-почвоведов Западной Европы. Раманн установил существование под покровом широколиственных лесов Западной Европы своеобразного типа кислых неподзолистых почв — лесных буроземов. В последующем широкое распространение бурых лесных кислых почв стало общепризнанным.

ПОЧВОВЕДЕНИЕ В СССР ПОСЛЕ ВЕЛИКОЙ ОКТЯБРЬСКОЙ СОЦИАЛИСТИЧЕСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ

К моменту Великой Октябрьской социалистической революции почвоведение как современная естественноисторическая наука сложилось под определяющим влиянием русских ученых. Научные концепции В. В. Докучаева о почве как особом естественноисторическом теле и о профильном методе изучения почв в теснейшей зависимости от физико-географических условий почвообразования проникли на Запад и получили повсеместное признание в странах Европы и Америки. Учение о происхождении почв и факторах почвообразования, учение о зонах природы, установленные Докучаевым и Сибирцевым законы горизонтальной и вертикальной зональности стали общепризнанными в науках о Земле. Этому особенно способствовали книги К. Д. Глинки, переведенные на многие европейские языки и привлекшие внимание широких кругов натуралистов (Glinka, 1910, 1924).

Научный журнал русских почвоведов «Почвоведение», основанный в 1899 г., имел, как и теперь, немало зарубежных подписчиков. В числе авторов этого журнала встречались имена европейских исследователей; статьи в журнале нередко печатались на русском и одном из западных языков, что делало его международным периодическим изданием. Создались ново-александрийский, петербургский и московский центры почвоведения и агрохимии.

Первая кафедра почвоведения была создана Докучаевым в Ново-Александрийском сельскохозяйственном институте, и ее возглавляли ученики Докучаева Н. М. Сибирцев и затем К. Д. Глинка. В Петербургском сельскохозяйственном институте организовался центр агрономического и биологического почвоведения стараниями А. Н. Энгельгардта и П. А. Костычева. В Лесном институте почвоведение развивалось в лабораториях П. С. Коссовича и затем К. К. Гедройца.

В Петровской сельскохозяйственной академии в Москве сложилась школа агрономического почвоведения (В. Р. Вильямс, А. Г. Дояренко), Д. Н. Прянишниковым было положено начало учению об удобрениях и агрономической химии.

Смерть рано унесла Докучаева и Сибирцева, но их дело продолжала блестящая плеяда ученых-натуралистов, прямых или косвенных их учеников, которые развивали новую для того времени науку, накапливая данные, создавая методы и одновременно не ослабляя внимания к решению практических задач.

Однако, несмотря на все эти успехи отечественного почвоведения, царское правительство официально не признавало его как университетскую и академическую науку. Путь почвоведению как науке был открыт лишь Октябрьской революцией.

В 1918 г. при Комиссии экспедиционных исследований Академии наук был создан Почвенный отдел. Во главе комиссии стал ученик Докучаева В. И. Вернадский. В 1922 г. была открыта первая университетская кафедра почвоведения в Московском государственном университете. В 1925 г. на базе Почвенного отдела был организован Почвенный институт, его первым директором стал ученик Докучаева академик Ф. Ю. Левинсон-Лессинг.

Таким образом, признание почвоведения как самостоятельной науки произошло только в советское время. По этому поводу за год до создания института в системе Академии наук СССР Ф. Ю. Левинсон-Лессинг писал: «...мы не можем, не должны успокоиться, пока не возникнет Государственный почвенный институт. Докучаевым и его школой сделано все, что требуется, для того чтобы иметь право рассчитывать на поддержку со стороны государства; и это будет не жертва и не роскошь организации еще одного института, а лишь правильное понимание государственных интересов».

В 1927 г. новый институт, получивший имя В. В. Докучаева, влился в состав Отделения физико-математических наук АН СССР. В институте работали выдающиеся почвоведы того времени: К. Д. Глинка, К. К. Гедройц, Б. Б. Полынов, С. С. Неуструев, П. А. Земятченский, Л. И. Прасолов, А. Т. Кирсанов, Б. А. Келлер, А. Ф. Лебедев, А. М. Панков и др. Это не только укрепило институт, но и повлияло на развитие почвоведения в стране, а также на направление преподавания этой науки в университетах и сельскохозяйственных вузах.

В Ленинградском университете были созданы и крепли кафедры почвоведения и географии почв, возглавлявшиеся С. С. Неуструевым, Б. Б. Полыновым, С. П. Кравковым. Второй центр почвоведения развивался в Московском университете под руководством профессоров А. Н. Сабанина, В. В. Геммерлинга, А. А. Ярилова и М. М. Филатова.

На Украине почвоведение укреплялось трудами профессоров Г. Н. Высоцкого и позже А. Н. Сосновского. В Белоруссии, в Минске был создан центр почвоведения под руководством Я. Н. Афанасьева, в Саратове и Самаре — под руководством Н. М. Тулайкова, А. И. Бессонова, С. Л. Щеглова.

На Кавказе складывался крупный центр почвоведения под руководством профессоров С. А. Захарова, С. И. Тюремнова и А. М. Панкова, Д. П. Гедеванишвили (в Грузии), А. Ш. Галстяна (в Армении) и др.

В Сибири почвоведение развивалось в Омске под руководством К. П. Горшенина, в Средней Азии, в Ташкенте,— под руководством профессора Н. А. Димо и его ассистента М. А. Орлова.

Под редакцией профессора А. А. Ярилова продолжал издаваться центральный орган советских почвоведов журнал «Почвоведение», а также оформилась общественная организация советских почвоведов в виде Советской секции Международной ассоциации почвоведов — ныне Всесоюзное общество почвоведов.

Восстановление народного хозяйства, разрушенного первой мировой и гражданской войнами, блокадой и интервенцией капиталистических государств, пытавшихся раздавить молодую Советскую республику, потребовало напряжения сил всего советского народа. И советские почвоведы сыграли важную роль в восстановлении земледелия и хозяйства страны.

В большинстве университетов были учреждены кафедры почвоведения и агрономической химии; во многих сельскохозяйственных институтах

были созданы кафедры почвоведения и земледелия; в Академиях наук СССР, Украины, Белоруссии, а позже и других союзных республик были учреждены вакансии членов-корреспондентов и академиков почвоведов и агрохимиков.

В первые годы Советской власти в состав действительных членов Академии наук СССР были избраны ученики и соратники Докучаева В. И. Вернадский, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, но не как почвоведы, а как минералоги, петрографы. Первыми академиками-почвоведами стали в 1927 г. К. Д. Глинка, а в 1929 г.— К. К. Гедройц. Позже академиками были избраны: Д. Н. Прянишников, В. Р. Вильямс, Н. М. Тулайков, Л. И. Прасолов, Б. Б. Полынов, И. В. Тюрин, И. П. Герасимов, Я. В. Пейве. Членами-корреспондентами АН СССР были избраны в разное время В. П. Бушинский, В. Р. Волобуев, А. В. Соколов, В. А. Ковда.

Строительство социализма в СССР требовало всемерного привлечения науки и ученых к разрешению сложных задач познания и оценки природных ресурсов и путей их освоения. Страна предъявила грандиозный заказ советскому почвоведению. Необходимо было дать оценку земельных ресурсов нашего государства, подсказать пути освоения новых пахотных угодий на юге, юго-востоке, Дальнем Востоке и севере страны, решить проблему независимости Советского Союза по производству хлопка путем развития ирригации и хлопководства в Закавказье и республиках Средней Азии. Необходимо было создать собственное субтропическое земледелие в теплых районах закавказских республик — Азербайджана и Грузии, отвоевать новые земледельческие угодья на болотах Полесья в Белоруссии и Северной Украине.

Создавались новые мощные индустриальные центры на Урале, в Сибири, в степях Юго-Востока и безводных пустынях Азии. Вокруг этих центров нужно было найти ценные земельные массивы для создания местной продовольственной и сырьевой базы. В республиках Средней Азии необходимо было развертывать рисосеяние, создавать оросительные системы, осваивать горные склоны под земледелие и плодоводство.

Советские почвоведы, работавшие в сельскохозяйственных учебных заведениях, университетах, республиканских и союзных научных институтах и академиях, развернули большие по численности и охвату экспедиционные и стационарные исследования почвенного покрова в разных природных зонах страны. Все это дало огромный новый фактический материал, обогативший советское почвоведение.

В это же время росла сеть новых опытных сельскохозяйственных станций и отраслевых специализированных институтов по изучению льна, свеклы, зерна, хлопчатника, чайного куста, риса и других культур. В этой сети опытных станций и полей работали многочисленные кадры почвоведов — опытников, мелиораторов, агрохимиков, специалистов в области агротехники, решавших местные задачи освоения и мелиорации земель, введения новых растений, повышения продуктивности тех или иных сельскохозяйственных культур.

Можно сказать, что эти усилия советских почвоведов удовлетворяли запросы страны. Достаточно привести лишь немногие цифры в подтверждение этого: общая площадь пахотных земель в царской России равнялась примерно 100 млн. *га*, к 1968 г. она увеличилась до 220 млн. *га*; до революции площадь орошаемых земель в России составляла около 4 млн. *га*, в настоящее время она достигает 10—11 млн. *га*; площадь осушенных земель соответственно в прошлом была 1,2 млн. *га*, а в настоящее время превышает 8 млн. *га*.

Земледелие проникло к полярному кругу как в Европейской, так и в Азиатской части Советского Союза. Создано субтропическое земледелие, которого в царской России не было. Ныне в СССР возделывается чай, причем урожайность чайного листа самая высокая в мире. Акклиматизированы и введены в культуру ценные сорта субтропических плодовых деревьев, цитрусовых, тунговое дерево. По валовому производству и уровню урожаев хлопчатника Советский Союз занимает одно из первых мест в мире.

Изучены проблемы химизации и удобрения сельскохозяйстсвенных культур. На основании богатого опыта земледелия подготовлены рекомендации и правила применения удобрений под сельскохозяйственные культуры для разных зон страны.

Решая задачи расширения земледелия и увеличения урожайности сельскохозяйственных культур, советское почвоведение и агрохимия встретились с трудными условиями. Известно, что в почвенном покрове Советского Союза преобладают подзолистые и другие кислые почвы. Поэтому была разработана и проверена на практике система мероприятий по окультуриванию кислых подзолистых почв. Эта система включает известкование, регулирование водного режима, в том числе осушение наиболее заболоченных массивов, интенсивное внесение органических и минеральных удобрений, прежде всего азотных и фосфорных.

Обширные пространства Азиатской части Советского Союза расположены в зоне вечной мерзлоты. Для этих районов также разработана специфическая агротехника, ориентированная на использование особенностей теплового и водного режимов мерзлотных почв для возделывания сельскохозяйственных культур.

Южные и юго-восточные равнинные области Украины, РСФСР, Казахстана расположены в зоне засушливых степей. Советским почвоведением и агрономией разработан специальный комплекс агротехнических мероприятий, рассчитанный на предупреждение и ослабление влияния засух, которые здесь повторяются очень часто. В этом комплексе имеются такие мероприятия, как создание глубокого культурного водопроницаемого структурного горизонта почвы, систематическое применение черных и кулисных паров, снегозадержание, полезащитное лесоразведение, раннее рыхление почвы. Разработаны и проверены на практике эффективные методы мелиорации солонцовых почв, широко распространенных в степях юга и юго-востока страны. Эти методы базируются на применении глубокой плантажной вспашки либо на внесении гипса или кислых химических препаратов и отходов промышленности.

Значительная часть территории Советского Союза подвержена водной или ветровой эрозии. Вопросы борьбы с эрозией почв разрабатывались почвоведами республик Советского Союза, и в настоящее время внедряется комплексная система предупредительных и мелиоративных мероприятий, обеспечивающих ликвидацию водно-эрозионных и эолово-дефляционных явлений.

На оросительных системах Закавказья и Средней Азии встречаются явления засоления орошаемых почв. Это связано как с неблагоприятными природными условиями и специфическими свойствами почвенного покрова пустынь, так и с ошибками в методах освоения орошаемых почв. Советским почвоведением и мелиорацией много сделано для разработки методов мелиорации засоленных почв и предупреждения процессов вторичного засоления поливных земель. Комплекс этих мероприятий базируется на плановом водопользовании, всемерном уменьшении

потерь оросительной воды в каналах, на полях и особенно на строительстве глубокого горизонтального дренажа и применении промывного типа орошения. Этот комплекс в настоящее время внедряется на оросительных системах Советского Союза.

Разработан комплекс мероприятий по управлению водным режимом осушаемых почв и установлены оптимальные глубины уровня почвенно-грунтовых вод на осушительных системах.

Решая вопросы земледелия и мелиорации, советское почвоведение одновременно уделяет много внимания проблемам дорожного и аэродромного строительства, т. е. тому комплексу знаний, который в настоящее время выделился из почвоведения в специальную отрасль науки — грунтоведение (М. М. Филатов, В. В. Охотин, Е. М. Сергеев и др.).

Выросло как самостоятельная область мелиоративное почвоведение, разрабатывающее теоретические основы мелиорации малоплодородных почв. Оформилось лесное почвоведение и учение о лесорастительных свойствах почв. Сложилась как особая область знания агрономическая химия и учение об удобрениях. Внутри почвоведения обособились его ветви: география, классификация и генезис почв, химия и биохимия почв, физика и физико-химия почв и др.

Оглядываясь на путь, пройденный после революции почвоведением в СССР, можно сказать, что именно непосредственное участие в решении самых насущных задач социалистического преобразования страны и ее сельского хозяйства позволило советскому почвоведению не только продолжать славные традиции русского почвоведения, но и открыть новый раздел в истории современного учения о почве.

Неизмеримо расширились фактические знания о почвенном покрове страны. Глубоко изучены главные типы почв, описанные еще Докучаевым и Сибирцевым, такие как чернозем, подзолы, серые лесные почвы, серозе мы, засоленные почвы. Проведены комплексные экспедиционные и стационарные исследования основных типов почвообразования, изучена динамика сезонных почвенных процессов, влаги, солей, питательных веществ. Появились монографические описания главнейших почв Советского Союза.

Открыты и описаны новые типы почв, неизвестные ранее. Так, введено в литературу понятие о солончаках и солонцах, солодях, такырах, подбелах. Во влажных субтропических зонах Кавказа установлено наличие подзолистых почв, терра росса, желтоземов, красноземов.

В области широколиственных лесов Карпат, Кавказа, Крыма и хвойно-широколиственных Дальнего Востока и Приморья установлено образование различных подтипов бурых лесных почв, которые имеют черты как сходства, так и отличия от бурых лесных почв Западной Европы. На речных террасах больших рек и равнинных низменностях Сибири, Украины, Кубани были обнаружены слитые темные почвы, а также темноцветные структурные почвы, получившие название луговых. В Средней Азии, на Кавказе, отчасти в Крыму найдены своеобразные почвы, названные коричневыми почвами сухих лесов; эти почвы, как оказалось, имеют общие свойства с почвами юга Франции, Италии, Испании и северных районов Африки.

Если в дореволюционный период на сводных почвенных картах страны различалось 15—20 главных типов почв, то к настоящему времени в систематическом списке почв Советского Союза значится уже более 100 главных типов и подтипов почв. Новые фактические данные обрабатывались, синтезировались советскими почвоведами и оформлялись в

виде новых почвенных карт отдельных территорий, отдельных республик или всей страны в целом. Особенно следует в связи с этим отметить почвенные карты Европейской части Советского Союза и всего Советского Союза, изданные в 1948, 1954, 1956 гг. под редакцией Л. И. Прасолова, И. П. Герасимова, Е. В. Лобовой, Н. Н. Розова и др.

Главные типы почвообразования, установленные для территории нашей страны, обнаружены и на других материках мира. Формирование черноземов, луговых, подзолистых почв, сероземов, красноземов и желтоземов наряду с солончаками, солонцами, такырами установлено в Северной и Южной Америке, Африке, Австралии, зарубежной Азии.

Распространению теоретических взглядов советского почвоведения и русской номенклатуры почв способствовала широкая публикация научной литературы и почвенных карт в СССР. Заслуживает внимания составление и издание почвенных карт мира под редакцией К. Д. Глинки (1927), Л. И. Прасолова (1937) и коллектива авторов: И. П. Герасимова, М. А. Глазовской, Е. В. Лобовой, Н. Н. Розова, В. М. Фридланда, З. Ю. Шокальской (1956). Интересная почвенная карта мира и отдельных материков опубликована в 1964 г. (Атлас мира, Изд-во ГУГК).

По инициативе советских ученых Международное общество почвоведов, ЮНЕСКО и ФАО предприняли работы по составлению сводной почвенной карты всех континентов земного шара и первой синтетической коллективной почвенной карты мира в масштабе 1 : 5 000 000. Эти работы возглавляются специальным консультативным комитетом, в котором представлены и советские ученые. К настоящему времени описано и идентифицировано около 80 крупных разновидностей и типов почв, составляющих основу почвенного покрова земного шара.

Еще С. С. Неуструев и позже Б. Б. Полынов выдвинули идею, что между историей развития рельефа и историей почвенного покрова существует определенная закономерная связь. Исследованиями К. К. Гедройца, К. Д. Глинки, Б. Б. Полынова, Д. Г. Виленского и других показано, что эволюция засоленных почв и их свойств также теснейшим образом связана с развитием рельефа местности. Установлено, что по мере поднятия местности солончаковые ландшафты превращаются в солонцовые, а последние в ходе развития процессов рассоления и остепнения — в нормальные зональные каштановые, черноземные или сероземные почвы. Историко-генетическая эволюционная связь установлена также для луговых и черноземных почв. Во многих случаях начало черноземного процесса уходит к послеледниковым болотам и разливам, сменившимся луговыми почвами, которые в последующем, по мере поднятия местности и обсыхания ее, в процессе остепнения превратились в современные черноземные почвы.

Уже в 30-х и 40-х годах эволюция великих аллювиальных равнин и почвенного покрова, связанного с ними, была прослежена на примере пойменно-дельтовых ландшафтов крупных рек субтропических, степных, пустынных и лесных областей Советского Союза. Стадийная смена обводненных пойменно-дельтовых ландшафтов с травянисто-лесной растительностью, а затем со степной или лесной сопровождается в разных зонах параллельными рядами почвообразования в направлении от аллювиально-луговых почв через луговые и лугово-зональные к зрелым почвам типа сероземов и каштановых (в самых южных зонах), черноземов и серых лесных почв (в степных и лесостепных зонах) и подзолистых или бурых лесных почв (в бореальных зонах).

К настоящему времени благодаря изучению советскими почвоведами почвенно-генетического материала по многим регионам мира можно считать, что упомянутая схема эволюции почвенного покрова на великих аллювиальных равнинах приложима для большинства водно-аккумулятивных равнин земного шара, включая Северную и Южную Америку, Африку и Австралию.

Параллельно с развитием учения о почвообразовательном процессе развивалось и совершенствовалось учение о выветривании. Здесь следует отметить работы таких советских исследователей, как П. А. Земятченский, Б. Б. Полынов, И. Д. Седлецкий, К. И. Лукашев.

Б. Б. Полынов первым дал историко-генетическую классификацию типов коры выветривания земного шара. Он различал две основные формы коры выветривания: элювиальную (остаточную) и аккумулятивную, в которой накапливаются продукты выветривания. В зависимости от физико-географических условий местности и продолжительности процессов выветривания остаточный элювиальный ряд выветривания может дать последовательные стадии типов коры выветривания, начиная от обломочной, обызвесткованной, сиаллитной насыщенной, сиаллитной кислой и кончая в предельном случае аллитной кислой корой выветривания. В аккумулятивном ряде Б. Б. Полынов установил формирование карбонатного и сульфатно-хлоридного типов коры выветривания.

Б. Б. Полынов развил учение о почвенно-геохимических ландшафтах, понимая под последними генетическую сопряженность остаточных, транзитных и аккумулятивных типов почвенно-геохимических ландшафтов, между которыми происходит обмен подвижными продуктами выветривания и почвообразования, транспортируемыми в виде водных наземных, почвенных и подземных растворов.

Учение о почвенно-геохимических ландшафтах в настоящее время выросло в самостоятельную новую отрасль знания, рассматривающую процессы миграции, дифференциации и аккумуляции подвижных продуктов выветривания и почвообразования в почвенной оболочке и в коре выветривания в целом. Эту оболочку академик А. Е. Ферсман в свое время назвал зоной гипергенеза.

В 30-х и 40-х годах благодаря работам советских почвоведов накапливается все больше данных, подтверждающих положение о том, что почвообразование не является процессом, адекватным выветриванию и минералообразованию, что это процесс комплексный, биогеохимический. В этом сказывалось возрастающее влияние биогеохимических исследований В. И. Вернадского и А. П. Виноградова, биологической концепции почвообразовательного процесса В. Р. Вильямса, исследований природы гумуса А. В. Тюриным и исследований их учеников.

Были развернуты систематические исследования растительной биомассы, образующейся в системе растение — почва, и химического состава тех минеральных зольных компонентов, которые вовлекаются в синтез органического вещества при питании растений. В итоге была выяснена громадная биогеохимическая и почвообразующая роль растительности в малом биологическом круговороте элементов минерального питания растений.

Было доказано, что благодаря вовлечению в биологический круговорот соединений кремнезема, алюминия и железа после распада и минерализации органического вещества формируются вторичные почвенные минералы, в их числе окислы кремния, как опаловидные, так и окристаллизованные, карбонаты кальция и, что особенно существенно, глинные

минералы типа аллофаноидов и монтмориллонита. Судьба элементов, вовлекаемых в биологический круговорот, так же как и вообще подвижных продуктов выветривания и почвообразования, в значительной степени зависит от типов местности и водного режима почв.

Исследованию водного режима почв посвящено много капитальных монографий, изданных советскими почвоведами за минувшие годы. Еще Г. Н. Высоцкий установил главные типы водного режима почв (промывной, выпотной и др.). Обобщение колоссального экспериментального материала, посвященного проблеме водного режима почв, выполнено А. А. Роде в его фундаментальных книгах, посвященных водному режиму и почвенной влаге (1952, 1955, 1963, 1965, 1966, 1968).

Изучение водного режима почв нераздельно связано с динамикой почвенно-грунтовых вод. А. Ф. Лебедев разработал научные основы классификации форм воды в почве и предложил конденсационную теорию происхождения почвенно-грунтовых вод. Позже Н. А. Качинский продолжил и развил исследования, посвященные водным свойствам почв, классификации форм воды и выяснению связей между плодородием почв и их водно-физическими свойствами.

Изучение засоленных орошаемых и неорошаемых почв показало, что они теснейшим образом связаны с динамикой грунтовых вод и что почвообразовательный процесс в них протекает при господстве восходящего тока капиллярных растворов, испаряющихся через растения или с поверхности. Формирование самих соленых грунтовых вод, засоленных и солонцеватых почв степей и пустынь обязано господству испарительного режима в балансе почвенно-грунтовых вод. Чем дальше к северу, тем в большей мере испарительный режим почвенно-грунтовых вод сменяется режимом промывным. Под покровом лесной растительности складывается промывной режим, способствующий сквозному выщелачиванию почвенного профиля, глубокому и полному выносу из почвенной толщи и коры выветривания подвижных продуктов выветривания, почвообразования и биогенеза. В условиях лесостепей водный режим почв складывается по промежуточному типу. Своеобразен водный режим почв в зоне вековой или длительной сезонной мерзлоты. Было установлено, что почвенные воды, замерзая, в последующем теплом сезоне года ведут себя как зеркало грунтовой воды: оттаивая и уходя в глубину, они образуют восходящую кайму капиллярных растворов, питающих корневую систему растений и поднимающихся до поверхности почв.

В начале XX в. считалось, что почвы формируются преимущественно в процессе разрушения минералов и нисходящей миграции продуктов выветривания и почвообразования, образующих серию иллювиальных подпочвенных горизонтов вследствие выпадения из раствора соединений в зависимости от степени их растворимости. В минувшие полвека исследования советских почвоведов показали, что это справедливо, но не является универсальным. Было доказано, что огромное значение имеет боковое и горизонтальное перераспределение, дифференциация и вторичная аккумуляция продуктов выветривания и почвообразования на склонах, террасах, низменных равнинах, в поймах и дельтах рек. Химическая и механическая денудация обусловливает в гидроморфном и подводном почвообразовании накопление и ресинтез вторичных минералов. Взвешенные, коллоидальные и растворенные продукты выветривания и биогенеза выпадают в осадок из почвенных и грунтовых вод по мере их движения, при изменении температуры, в ходе транспирации и испарения, при выклинивании на дневную поверхность.

Обширные пространства суши в свое время прошли через водно-аккумулятивную стадию, поэтому почвенный покров этих территорий, как правило, испытал большее или меньшее аккумулирующее влияние почвенно-грунтовых вод. В наиболее ясной форме процессы бокового и горизонтального движения, дифференциации, перераспределения и аккумуляции продуктов выветривания в почвообразовании выявляются при формировании засоленных почв разного типа.

Современные области соленакопления на территории Советского Союза образуют как бы четыре своеобразные почвенно-геохимические провинции: содовую и сульфатно-содовую в зоне лесостепи, хлоридно-сульфатную в депрессиях и низменностях в степной зоне, сульфатно-хлоридную и хлоридную провинцию в самых южных, наиболее засушливых частях Советского Союза. Области древней и современной аккумуляции гипса и углекислого кальция в почвах Советского Союза также приурочены преимущественно к семиаридным и аридным ландшафтам затрудненного естественного дренажа и оттока почвенно-грунтовых вод.

Есть основания считать, что присутствие углекислого кальция и гипса в луговых и черноземных почвах Русской равнины, Предкавказья, Поволжья, Приуралья, Западной и Восточной Сибири является результатом древних и современных почвенно-геохимических аккумулятивных процессов. Почвенно-грунтовые воды переносят в боковом и горизонтальном направлениях не только растворимые соли, но и подвижные формы соединений кремнезема, алюминия, железа, марганца, органические вещества и связанные с ними микроэлементы, такие, как никель, цинк, медь и др.

Пойменные и долинные ландшафты, являясь естественными аккумуляторами почвенно-грунтовых вод, характеризуются местной аккумуляцией соединений фосфора, серы, меди, цинка, никеля, кобальта, которые приносятся сюда со стороны. И только в почвах песчаных террас не обнаруживается этой закономерности.

Все изложенное характеризует новые теоретические положения советского почвоведения, разработанные и созданные за минувшее пятидесятилетие.

Изучая формирование засоленных почв в Средней Азии и Закавказье, почвоведы столкнулись с необходимостью оценки и учета роли почвенно-грунтовых вод. Вначале казалось, что влияние грунтовых вод не обнаруживается при почвообразовании, если грунтовые воды залегают на глубине 3—4 *м*. Однако стационарные наблюдения над солевой динамикой в полевых условиях показали, что восходящее пленочно-капиллярное передвижение растворимых солей обнаруживается вполне заметно при залегании грунтовых вод на глубинах порядка 6—7 *м*. Позже и это оказалось недостаточным. При исследовании засоленных почв Азербайджана и Западной Туркмении советские почвоведы натолкнулись на совершенно новое явление влияния восходящих межпластовых подземных вод через своды антиклинальных структур с глубин порядка 300—500 *м*. Это высокоминерализованные хлоридные растворы или содовые воды, часто содержащие йод, которые под влиянием подземного напора, исчисляемого сотнями атмосфер, высачиваются на обширных пространствах в форме родничков или проявляются в виде участков повышенной влажности, а иногда в виде грифонов и грязевых сопок. При дальнейшем развитии этих исследований удалось установить определенные признаки влияния газо-нефтеносных залежей на почвообразовательный процесс даже в тех случаях, когда свод глубокой нефтесодер-

жащей антиклинальной структуры остается неразрушенным. В конечном счете советским почвоведам удалось разработать почвенно-геохимические показатели возможной нефтеносности и газоносности местности.

Исследования, которые в этом же плане проводились Д. П. Малюгой (1947, 1963) и М. А. Глазовской (1961) для поисков залежей полезных ископаемых (меди, цинка, молибдена и других ценных малых элементов), показали, что наличие рудного тела, расположенного на глубинах порядка нескольких сотен метров, проявляется также в виде аномалии химических свойств прикрывающей свиты почвенных горизонтов.

Без воздействия организмов (высших и низших) на верхние горизонты земной коры не может существовать почвообразовательный процесс и формироваться почвенное плодородие. Именно поэтому советское почвоведение характеризуется расцветом многосторонних и разнообразных исследований роли растительности и корневых систем, роли животных, наземных и почвенных, а также микроорганизмов и неклеточных форм жизни в почвообразовательном процессе и в развитии почвенного плодородия.

Растительность, ее видовой и химический состав могут служить показателями глубины залегания почвенно-грунтовых вод, степени засоленности или щелочности почв, степени оподзоленности, кислотности или заболоченности почвенного покрова. Индикаторные свойства растительного покрова играют значительную роль в почвенных исследованиях, особенно при использовании методов аэрофотосъемки.

Тесная взаимозависимость установлена между животными организмами, населяющими почву, и свойствами почвенного покрова. Оригинальные исследования советских зоологов и почвоведов показали, что определенные формы почвенных животных могут служить индикаторами почвенных типов и характеризовать уровень плодородия, степень окультуренности почв в результате мелиораций и сельскохозяйственного использования (работы Н. А. Красильникова, Е. Н. Мишустина, М. С. Гилярова и др.). Особенно велика в этом отношении роль червей, населяющих высокоплодородные луговые и черноземные почвы и появляющихся в массовых количествах в окультуренных орошаемых или осушенных и удобренных оподзоленных почвах.

Советские почвоведы-биохимики И. В. Тюрин, М. М. Кононова, В. В. Пономарева и другие доказали, что почвенный гумус — важнейшая часть всякой почвы — является сложным продуктом биосинтетического происхождения. Была показана последовательность разложения и распада растительного и животного вещества под влиянием жизнедеятельности почвенных организмов, насекомых, их личинок, червей, простейших и, наконец, бактерий. Для каждого типа почв характерно не только определенное количество гумуса и его распределение по профилю почвы, но также определенное сочетание различных форм органического вещества.

Исследования, проведенные советскими микробиологами Н. А. Красильниковым, Е. Н. Мишустиным, А. В. Рыбалкиной и другими, показали, что почвенные микроорганизмы также являются чрезвычайно важным индикатором географического положения, генезиса, уровня плодородия и степени окультуренности почв. Можно говорить о зональности микроорганизмов и индикаторном значении определенного сочетания разных видов микроорганизмов в различных почвенных типах. Все это позволило не только установить зависимость между плодородием почвы и содержанием в ней микроорганизмов, но и найти определенные штаммы

микроорганизмов, которые в последующем были использованы советской биохимической промышленностью для производства ценнейших антибиотиков.

Накопление советским почвоведением нового теоретического материала развило и укрепило главное, что составляло основу учения В. В. Докучаева,— положение о том, что почва является функцией условий и истории физико-географической среды и «зеркалом ландшафта». Это положение было подтверждено также и данными о составе и свойствах почвенных коллоидов и глинных минералов почв различных природных зон (работы К. К. Гедройца, И. Н. Антипова-Каратаева, И. Д. Седлецкого, Н. И. Горбунова), о типе и динамике почвенных растворов (работы Н. А. Комаровой, И. Н. Скрынниковой, О. А. Грабовской и др.).

Учение о почвенных зонах не только подтвердилось, но и расширилось выделением почвенных провинций, климатических фаций и ландшафтов. Было осуществлено составление республиканских, союзных и мировых почвенных карт на основе новой идеи гидротермических рядов и произведены весьма интересные обобщения по проблеме энергетики почвообразования (работы В. Р. Волобуева).

Необходимо особо остановиться на работах В. Р. Вильямса. Вильямс долгие годы заведовал кафедрой почвоведения в Тимирязевской сельскохозяйственной академии. Талантливый педагог и ученый, хорошо знавший западное земледелие, В. Р. Вильямс создал оригинальную школу в почвоведении и земледелии, воспитал много учеников и последователей. В. Р. Вильямс выдвинул гипотезу единого почвообразовательного процесса, подчеркнул значение абсолютного и относительного возраста почв, ввел в почвоведение понятия о большом геологическом и малом биологическом круговоротах веществ, разработал теорию дернового процесса, рассмотрел вопросы поемного почвообразования, показал роль человека в почвообразовательном процессе.

Все эти положения прямо или косвенно вошли в теоретические основы современного почвоведения или же отразились на трактовке отдельных вопросов. В этом большая положительная роль Вильямса в почвоведении. Но наука и производство не приняли многие из положений Вильямса, а их догматическое навязывание со стороны некоторых его последователей иногда наносило ущерб хозяйству и вызывало резкие протесты ученых.

Сама жизнь вынесла приговор травопольной системе как единственной и универсальной системе земледелия. Теория и практика мелиорации почв отвергли рекомендованные Вильямсом принципы и методы бездренажного орошения и особенно методы бездренажного освоения засоленных земель с помощью травосеяния.

В то же время идеи Вильямса о малом биологическом круговороте веществ, исходившие из биогеохимических положений В. И. Вернадского, получили развитие, экспериментальное подтверждение и вошли в арсенал генетического почвоведения.

РОЛЬ РУССКОГО И СОВЕТСКОГО ПОЧВОВЕДЕНИЯ ЗА РУБЕЖОМ

Роль Докучаева и докучаевского историко-генетического почвоведения не сразу была понята и оценена за рубежом. Вначале мешал языковой барьер. Первая мировая война и реакционные правительства запад-

ного мира после Великой Октябрьской революции усложняли и обрывали научные связи ученых. Но проходит несколько десятилетий, и мир «открывает» Докучаева и теоретические основы новой науки о почве — генетического почвоведения. С полным основанием Докучаева сравнивают с Коперником, Линнеем, Дарвином. Связи русского и советского почвоведения с зарубежной наукой обстоятельно рассмотрены Д. Г. Виленским (1945).

Выставки карт, почвенных коллекций и лекции Докучаева в Париже, дипломы, почетные звания, полученные им на всемирных выставках в Париже, Чикаго (1889, 1893, 1900 гг.), были первыми шагами докучаевского почвоведения за рубежом. Однако более глубокое ознакомление ученых Европы и Америки с основами докучаевского почвоведения произошло лишь после переводов книги К. Д. Глинки «Типы почвообразования» сначала на немецкий (1914), а затем на английский (1927) язык, работы К. К. Гедройца — на немецкий и английский языки (1925—1930 гг.).

Прогрессивные идеи генетического русского почвоведения оказали влияние и на Гильгарда, и на его учеников. Келлог писал в 1957 г., что блестящая школа почвоведения, развившаяся в России около 1870 г. под руководством В. В. Докучаева, вследствие «барьера в языке» лишь в 1914 г. по книге К. Д. Глинки стала известной Западной Европе и Америке.

Гильгард в своей монографии и публикациях упоминал имена Костычева, Коссовича, Виноградского, Вильямса, Отоцкого, Миддендорфа, Шмидта, Рудзинского, Мазуренко, давал ссылки на их работы. Гильгард был знаком с классификационными и генетическими работами Докучаева и Сибирцева. Он переписывался с П. С. Коссовичем, получал от него образцы черноземов и анализировал их, публикуя результаты.

Зигмонд подходил творчески к исследованиям своих русских коллег. Так, Зигмонд считал неверным, что К. Д. Глинка в вопросах классификации почв избрал климат основой для почвенных классификаций.

Выдающийся американский почвовед К. Ф. Марбут (1928), много сделавший для распространения идей докучаевского почвоведения в США, писал, что «первой и единственно приемлемой теорией генезиса почв была теория, созданная в России». Отмечая роль генетического почвоведения, Марбут указывал: «Почва рассматривалась учеными Америки и Западной Европы с двух точек зрения: с одной стороны, в ней видели лишь среду, на которой произрастает растение, с другой — лишь геологическую формацию... Представители первой группы исследователей стремились к получению немедленных же результатов в отношении урожая, представители второй уделяли этому предмету очень мало внимания».

Знакомство Марбута с работами советских почвоведов, участие большой делегации почвоведов СССР в 1927 г. в Международном конгрессе в США и приезд в 1930 г. многочисленных делегаций зарубежных почвоведов в СССР для участия во II конгрессе позволили Марбуту, а затем его ученикам и последователям перестроить и углубить научные основы американского почвоведения, приняв принципы генетического почвоведения. В западной почвенной литературе 20—30-х годов принимаются основные генетические подразделения почв на типы почвообразования и номенклатура почв, разработанные докучаевской школой. Вводятся методы профильного изучения почв, внедряется учение о факторах

почвообразования и почвообразовательных процессах, т. е. о генезисе почв.

Для распространения идей и методов советского почвоведения многое сделали И. С. Джоффе, издавший курс почвоведения в США (1936), С. Ваксман[1], К. К. Никифоров, живший долгие годы в США, Б. Б. Полынов, выступавший на международных конгрессах и выпустивший книгу «Кора выветривания»[2] (1934), глава американского почвоведения 30-х годов К. Ф. Марбут, который перевел книгу К. Д. Глинки еще в 1917 г., его ученик и преемник в почвенной службе США Ч. Келлог (1937, 1938). Два последних автора разделяли главные научные положения русского почвоведения, разрабатывая их применительно к условиям США.

Американская почвенная служба вела работы по картографии, химии и охране почв начиная с 1894 г. на основе эмпирического выделения серий почв (материнские породы, механический состав, морфология). Сериям давались местные названия. Оказалось, что тысячи почвенных серий несводимы в естественные научные группы и крайне затрудняют картографию почв страны. Поэтому в 30-х годах XX в. в США возник глубокий интерес к русскому почвоведению и были признаны его главные теоретические положения и методы. Марбут, Келлог, Джоффе, Ричардс, Келли, Торп, Тедроу — выдающиеся почвоведы США — сделали очень много в разработке основ современного почвоведения и его отдельных разделов.

Большой вклад в развитие генетического почвоведения был сделан почвоведами Швеции (Матсон, Тамм), Финляндии (Аальтонен и его школа), Австралии (Прескот и Стифенс), Новой Зеландии (Тейлор, Свиндал), Франции (де Молон, Дюшофур, Эрарт, Обер), Бельгии (Тавернье, Дюдаль, Дор), ГДР (Г. Штремме, Эвальд), ФРГ (Мюккенгаузен, Кубиена), Англии (Рассел, Мюр, Джекс), Японии (Канно, Аомине), Румынии (Чернеску, Кирица), Болгарии (Пушкаров, Странский).

Общение американских и советских почвоведов было затруднено и ограничено правительством США в период «холодной войны». Политическое давление реакционного маккартистского режима на ученых сказалось на американском почвоведении. Наметился отход от позиций генетического почвоведения. Лишь в работах Г. Иенни, Тедроу, Торпа продолжалось развитие почвенно-генетического направления в духе идей Докучаева, Гильгарда, Глинки, Марбута, Вигнера и Гедройца. Общий процесс распространения идей генетического почвоведения на докучаевской основе продолжается во всем мире.

В наибольшей мере сближению научных позиций почвоведов различных стран способствуют коллективные работы по составлению Почвенной карты мира, выработка легенды и номенклатуры почв к этой карте. Эти работы ведутся с 1963 г. силами Международного общества почвоведов, ЮНЕСКО и ФАО при активном участии национальных организаций почвоведов разных стран.

Советское почвоведение всегда играло значительную роль в международном научном сотрудничестве. Но последние десятилетия характе-

---

[1] Его капитальная книга «Гумус» была опубликована в США в 1936 г. и в СССР в 1937 г.

[2] Книга была издана в Англии в 1937 г. под названием «Циклы выветривания» в переводе А. Мюр.

ризуются особым интересом к научным достижениям советского почвоведения и возросшей ролью советского почвоведения в международной научной жизни. Многие отечественные монографии и сборники по фундаментальным вопросам теоретического почвоведения переведены на западные языки.

Советские почвоведы выступают в роли генеральных докладчиков на различных международных конференциях, приглашаются в зарубежные страны в качестве экспертов, лекторов, руководителей научных учреждений или же для проведения совместных исследований.

Заслуживают внимания работы советских почвоведов, выполненные в Индии, Пакистане, Бирме, Египте, Ираке, Китае, Гане, Монголии, Вьетнаме, Кубе, Корее. Плодотворно сотрудничество советских почвоведов и почвоведов Польши, Венгрии, Чехословакии, Румынии, Германской Демократической республики и Болгарии.

Советские ученые принимали активное участие в международных конгрессах почвоведов во Франции, США, Англии, Румынии, Австралии и в многочисленных научных симпозиумах и конференциях в разных странах мира. В 1974 г. предстоит X Международный конгресс почвоведов в СССР.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

КРУГОВОРОТ ВЕЩЕСТВ И ЭНЕРГЕТИКА ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

Значение геологического круговорота в почвообразовании

Биологический круговорот веществ и почвообразоваиие

Вопросы энергетики почвообразоваиия

ЗНАЧЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КРУГОВОРОТА В ПОЧВООБРАЗОВАНИИ

Природные процессы имеют противоречивый циклический характер. Сезонная, годичная, периодическая повторяемость природных явлений ошибочно воспринимается за их замкнутый тип, что и дало основание в прошлом употреблять названия «круговорот», «циклы» и т. д. В действительности все природные процессы, в том числе и процесс формирования почвенного покрова, лишь внешне имеют циклический или круговой характер, являясь непрерывными звеньями развития.

Термины «круговорот», «цикл» в материалистическом — диалектическом понимании (т. е. незамкнутый, поступательный) вошли в естественноисторические науки, и ими широко пользуются для оценки динамики периодических, повторяющихся природных процессов.

Геологическим круговоротом веществ, с точки зрения почвоведения, называется вся совокупность процессов образования земной коры, магматических и осадочных горных пород и минералов, обособления ее стратиграфических горизонтов, коры выветривания и форм рельефа, денудации и формирования водного, твердого и химического стока, седиментации и аккумуляции веществ, принесенных наземными и подземными водами и эоловым путем.

В понятие «биологический круговорот веществ» необходимо включить сумму циклических процессов обмена веществ и энергии между средой и совокупностью растительных и животных организмов. Кумулятивный эффект этих процессов в разнообразных формах отражается на свойствах почвенного покрова.

Идеи о сочетании и роли геологического и биологического круговоротов веществ в почвообразовании были введены в геохимию и в почвоведение В. И. Вернадским, В. Р. Вильямсом, В. М. Гольдшмидтом.

ВАЖНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КРУГОВОРОТА ВЕЩЕСТВ

Современная геофизика и геология рисуют следующую картину строения земного шара. Ядро Земли окружено внутренними оболочками колоссальной мощности, сложенными вязким веществом. Оболочка, подстилающая земную кору, называется мантией (верхней и нижней). Граница верхней и нижней мантии залегает на глубине 900—1000 *км*.

Верхняя мантия характеризуется температурами, измеряемыми тысячами градусов, и давлением порядка тысяч атмосфер; в ней непрерывно генерируются подвижные жидкие и газообразные компоненты (магма, лавы, термальные воды, пары воды, углеводороды, двуокись углерода и др.), которые поступают в течение миллиардов лет в верхние отделы земной коры, формируя литосферу, гидросферу, атмосферу.

Верхняя граница верхней мантии находится на глубинах около 10—20 *км* под дном океана, 30—35 *км* — на платформах, 60—70 *км* и более — в области горных сооружений. Общая мощность верхней и нижней мантий в направлении к ядру измеряется величиной порядка 2900 *км* (табл. 1).

Таблица 1

Строение недр Земли

Сводные данные П. С. Воронова (1968) по материалам К. Э. Буллена, В. А. Магницкого, И. Верхугена

Слой		Интервал глубин, *км*	Плотность, *г/см*³	Предполагаемые		Доля общей массы, %
				температура, °С	давление, млн. *атм*	
Земная кора континентов		0—40	2,7—2,9	1000—1100	0,01	0,8
Мантия (оболочка)	Верхняя	40—400	3,3—3,6	1400—1700	0,14	10,4
		400—960	3,6—4,7	1600—2400	0,39	
	Нижняя	960—2740	4,7—5,6			41,0
		2740—2900	5,6—5,7	2200—4700	1,37	
Внешнее ядро		2900—4990	9,4—11,5			31,5
Переходная область		4990—5150	11,5—14,2(?)	5000	3,3—3,6	
Внутреннее ядро		5150—6371	16,8(?)—17,2(?)			

Над мантией лежат ультрабазальты, которые перекрываются мощным (до 15 *км*) слоем базальта. Выше расположена толща 15—30—35-километрового гранитного слоя. Гранитный слой в свою очередь перекрыт относительно незначительной оболочкой осадочных пород мощностью около 2—5 *км*. Затем следует кора выветривания мощностью от нескольких дециметров или метров до десятков метров, образовавшаяся в последние геологические эпохи. Наконец, суша континентов и мелководья морей покрыты тонким и неравномерным слоем почв, мощность которых измеряется лишь сантиметрами и метрами (рис. 4). Наиболее деятельной частью почвенного покрова является гумусовая оболочка, созданная в результате прямого влияния организмов на кору выветривания.

Земная кора со всеми ее оболочками находится в процессе непрерывного развития. Первоначальным источником осадочных пород явились продукты, поступающие из верхней мантии, в частности магматические породы, которые в процессе выветривания и почвообразования, денудации, сноса и переотложения покрывались толщами осадочных пород и почв. Однако колебательные тектонические движения, характерные

для земной коры, сопровождались глубоким погружением осадочных толщ в недра, где они подвергались воздействию большого давления, высокой температуры и превращались в метаморфические горные породы.

Геологическое по длительности время воздействия давления и высоких температур, свойственных недрам земной коры, расплавление и образование магмы в результате нагрева, вызываемого радиоактивным распадом, приводят со временем к полному преобразованию осадочных и метаморфических пород в магматические.

С момента появления на земном шаре жизни и особенно растительного покрова в этих циклах все больше увеличивается роль биогеохимических и почвенных процессов [1].

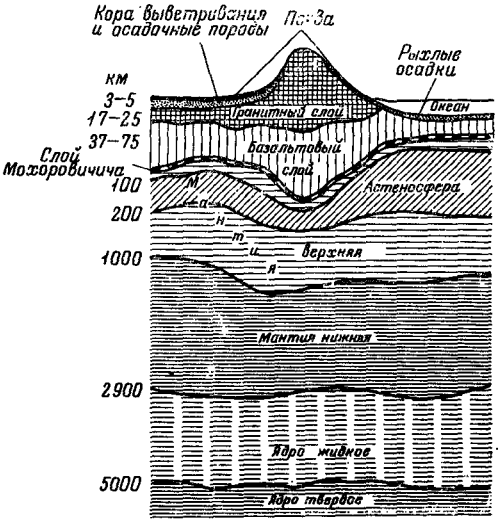


Рис. 4. Схема строения земной коры (Белоусов, 1954, с дополнениями автора)

Таким образом, большой геологический круговорот веществ включает в себя последовательные процессы выветривания массивно-кристаллических пород, образование толщ осадочных пород, погружение их на большие глубины, метаморфизацию и новое преобразование метаморфических пород в массивно-кристаллические. Формирование и разрушение почвенного покрова, снос и переотложение разрушенных почв или их погребение начиная с девонского времени являются постоянным звеном геологического круговорота материи.

В геологической истории земной коры и географических условиях земного шара очень большая роль принадлежит также смещению и миграции полюсов и материков. Есть указания на то, что в настоящую эпоху Америка и Евразия сближаются. Расстояние между Гренландией и Европой за время с 1870 по 1907 г. уменьшалось в среднем на 32 *см* в год.

Многие исследователи начиная с А. Вегенера (1925) считают, что современные материки образовались в результате распада одного или двух древних «сверхматериков» на отдельные части, которые постепенно раздвинулись, заняв современное положение. Горизонтальное смещение материков и полюсов наряду с вертикальными колебательными тектоническими движениями суши вносили, очевидно, грандиозные изменения в обстановку и характер древнего почвообразовательного процесса. Однако об этом мы можем судить лишь по косвенным признакам — свойствам осадочных пород.

Данные геологии, геофизики и геохимии позволяют представить некоторые наиболее общие черты истории формирования земной коры в связи с развитием истории почвообразовательного процесса. Общий возраст

[1] Многие авторы считают, что граниты являются следами былых биосфер и представляют собой глубоко метаморфизированные толщи осадочных пород, испытавших влияние биологических факторов.

земного шара исчисляется величиной порядка 4—6 млрд. лет, хотя некоторые исследователи считают возможным увеличить возраст Земли до 8—10 млрд. лет. Процессы формирования литосферы земного шара продолжаются около 2 млрд. лет. Во всяком случае, возраст древнейших минералов земной коры, определенный современными методами, основанными на изучении продуктов радиоактивного распада, исчисляется величиной 1,6—2,5 млрд. лет.

Таким образом, длительность собственно геологической истории земного шара составляет около половины всего возраста нашей планеты. Но для теории почвообразовательных процессов особое значение имеет та часть геологической истории земного шара, которая связана с появлением первых осадочных пород — продуктов древнейшего выветривания первичных магматических пород.

Первые признаки формирования на земной коре осадочных пород, подвергшихся метаморфизации и превращению в гнейсы и гранитогнейсы, относятся к докембрию. Если гнейсы и граниты рассматривать как продукты превращения древнейших осадочных пород, то, вероятно, продолжительность циклов осадконакопления составляет около 2 млрд. лет.

Общепризнанно, что жизнь на земном шаре появилась лишь во второй половине докембрия [1]. В целом колоссальный по продолжительности докембрийский период характеризовался на суше отсутствием жизни и по преимуществу чисто минеральным и, возможно, даже стерильным характером процессов континентального выветривания, седиментации и образования осадочных механических и химических отложений. Более 80% времени геологической истории земной коры относится к докембрию и проходило в условиях отсутствия жизни (Страхов, 1948). Однако в последней трети докембрия организмы начали оказывать существенное влияние на ход геологических и геохимических процессов в земной коре. Бактерии и водоросли появились уже и на суше, а в гидросфере к этому времени жизнь достигла заметного развития.

В известной мере можно определить время начала жизни на Земле по соотношениям изотопов C^{12}/C^{13} и особенно S^{32}/S^{34}. Отношение C^{12}/C^{13} в среднем равно 89. В органических соединениях это отношение выше. Живое вещество как бы концентрирует более легкий изотоп углерода. Так, отношение C^{12}/C^{13} в лигнитах достигает 93,1, в нефти и горючих газах — 94,1, в животном угле — 92,5. В карбонатах чисто минерального происхождения углеродное отношение опускается до 87,9.

Параллельно с историей развития жизни на Земле шло биогенное накопление C^{12} в осадочных породах. Пользуясь этим критерием, финский геохимик Ранкама в 1954 г. пришел к выводу, что в районе Южной Манитобы первые признаки биогенных осадков, обогащенных легким изотопом углерода, можно выявить в отложениях, имеющих возраст 2,5 млрд. лет (Rankama, 1954). Нельзя, однако, считать эти цифры общепризнанными и достоверными.

Биологические циклы серы также приводили к постепенному обогащению осадочных отложений легким изотопом S^{32}. Отношение S^{32}/S^{34} в метеоритах и ультраосновных породах равно 22,22. В осадочных породах биогенного происхождения наблюдаются бóльшие величины. Подсчеты отношения S^{32}/S^{34} показывают, что значительная роль биологических цик-

[1] В древнейших докембрийских отложениях встречаются углисто-графитовые включения, которые позволяют предполагать возможность возникновения жизни в первой половине докембрия. Не исключено, однако, что графитовые включения являются продуктом абиотического синтеза.

лов в геохимии серы отмечается последние 800 млн. лет. К этому времени относятся и первые известные отложения сапропелей (Termier H. et G., 1952, 1954).

Таким образом, ранние стадии биологического круговорота, связанного с жизнедеятельностью низших организмов на суше и водных организмов в морях, отмечаются в конце докембрия и начались примерно 0,8—1 млрд. лет назад. Возраст биологического круговорота веществ, следовательно, составляет примерно 15—20% времени общей истории существования земного шара. Однако есть основание предполагать, что самые примитивные организмы существовали и раньше. Не исключено поэтому, что продолжительность биологического круговорота в истории Земли составляет 25—30% времени ее существования.

Возраст почвообразовательного процесса на земном шаре значительно меньше общей продолжительности биологического круговорота. Почвообразование началось лишь со времени появления растений на мелководьях и суше. Первые растения наземного типа появились на прибрежноморской суше в девоне, т. е. около 300—400 млн. лет назад. Можно считать, что примерно 5—10% времени геологической истории земного шара сопровождалось нарастающим значением и распространением на поверхности суши почвообразовательного процесса.

Итак, лишь геологически недавние отрезки времени в истории земной коры характеризуются развитием почвообразовательного процесса и формированием биологического круговорота, связанного с жизнедеятельностью высших растений и животных на суше. Столь же невелика абсолютная и относительная масса почвенных горизонтов земного шара по отношению ко всей земной коре. По подсчетам Кларка, 20-километровая толща земной коры на 95% представлена массой изверженных магматических горных пород, остальные 5% приходятся на осадочные породы.

Глинообразование является существенной особенностью геологической истории, так как глины составляют 4% веса земной коры, песчаные отложения — 0,75% и известняки — 0,25%. Вес почвенных горизонтов по отношению к земной коре составляет лишь тысячные доли процента.

Почвообразовательный процесс имел чрезвычайно сложную историю, и его непрерывность многократно нарушалась тектоническими процессами, эрозией, денудацией и накоплением осадков, морскими трансгрессиями и наступлением ледников. На большей части земной суши наблюдаемый ныне почвенный покров сформировался лишь во второй половине современного геологического периода — антропогена. Продолжительность антропогена составляет около 1—2 млн. лет. Однако некоторые поверхности планеты, по-видимому, сохранились сравнительно мало измененными с конца третичного периода. Почвенный покров этой третичной суши является значительно более древним. Таковы почвы тропического пояса Африки и Южной Америки или пустынь Центральной Азии.

Антропоген характеризовался неоднократными оледенениями, которые уничтожили почвы, сформировавшиеся в доледниковое и межледниковое время. В северо-западной части Европы ледниковый период закончился, по-видимому, лишь около 10 000 тыс. лет, а в Скандинавии — 5—6 тыс. лет назад.

Таким образом, продолжительность почвообразовательного процесса на ледниковых, послеледниковых и приледниковых отложениях составляют не более 5—10 тыс. лет. Так, возраст почв Русской равнины исчисляется величинами 8—12 тыс. лет. Почвы великой аллювиальной равни-

ны Восточного Китая насчитывают возраст порядка 2—3 тыс. лет. В некоторых частях земного шара имеется совсем молодая суша, насчитывающая 100—200—500 лет. Таковы прибрежные низменности в районе Каспийского моря, где возраст почв исчисляется десятками и сотнями лет.

Четвертичный период потому и называется антропогеном, что появление человека произошло именно в это время. Хозяйственная деятельность человека, оказывающая ныне исключительное влияние на природу и почвенные процессы, насчитывает, по археологическим данным, 15—20 тыс. лет. Влияние доисторического человека на природу и почву было локальным. Однако первобытный человек, знавший огонь, уже существенно нарушал природу отдельных ландшафтов. И в этом ограниченном смысле влияние человека на почвы и растительность насчитывает до 50 тыс., а может быть, и до 100 тыс. лет.

Итак, в истории геологических и биологических круговоротов, формирующих земную кору и почвенный покров, необходимо различать этапы: а) абиотический, охватывающий бо́льшую часть докембрия, 2—3 млрд. лет; б) биотический, значительно более короткий, порядка 0,8—1 млрд. лет; в) почвенный, продолжительностью порядка 300—400 млн. лет; г) антропогеновый, наименее продолжительный, порядка 1 млн. лет, в котором послеледниковое почвообразование длится не более 50—60 тыс. лет и деятельность человека оказывает влияние на почвообразовательный процесс лишь около 10—20 тыс. лет. Ниже приводится геопедохронология земной коры (в годах):

Продолжительность существования Земли	$4—6 \cdot 10^9$
Геологическая история формирования земной коры	$2—3 \cdot 10^9$
Абиотический период	$\approx 2—3 \cdot 10^9$
Формирование биосферы	$\approx 0{,}8—1 \cdot 10^9$
Начало почвообразовательных процессов на суше	$3—4 \cdot 10^8$
Антропоген	$\approx 1—2 \cdot 10^6$
Послеледниковая история почвообразования	$\approx 5 \cdot 10^3—6 \cdot 10^4$
Хозяйственное воздействие человека на почвы	$1—2 \cdot 10^4$

ЦИКЛИЧЕСКИЙ (РИТМИЧЕСКИЙ) ХАРАКТЕР РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КРУГОВОРОТА

Тектоника, круговорот воды и газов, стерильное выветривание являлись, по-видимому, главными факторами преобразования земной коры в абиотический период истории Земли.

Обилие воды на Земле (273 *л* на 1 *см*^{2} суши), поразительные свойства воды (текучесть, способность растворять и переносить взвеси, поверхностное натяжение и способность к капиллярному движению, замерзание, испаряемость и др.) делают ее могучим фактором выветривания магматических пород, переноса материала и аккумуляции осадочных пород. То же следует сказать о разрушающем и транспортирующем действии ветра, особенно там, где нет растительного покрова.

Однако ведущую роль в геологическом круговороте веществ в земной коре необходимо отвести тектогенезу, т. е. поднятиям и опусканиям земной коры, сопровождающимся денудацией, переносом и накоплением осадочных отложений.

Механизмом, вызывающим ритмические колебательные движения земной коры, возможно, является периодическое нагревание и плавление глубоких толщ земной коры в результате радиоактивного распада элементов. Суммарное количество радиоактивных элементов в земной коре, в толще 16—20 *км*, по В. И. Вернадскому, составляет крайне небольшую величину, порядка $n \cdot 10^{-3}$—$n \cdot 10^{-4}$%. Однако именно это «ничтожное» количество радиоактивных элементов, по мнению многих ученых, достаточно для того, чтобы периодически вызывать образование расплавленной магмы, колоссальное увеличение объемов разогретой массы земной коры и ее мощные поднятия с горообразованием и вулканизмом.

В последнее десятилетие накапливаются новые данные, позволяющие объяснять тектонические движения земной коры изменениями объема и вертикально-горизонтальными перемещениями вещества верхней мантии земного шара под влиянием вращения планеты. Центробежные силы, вызванные вращением Земли, и неравномерность скорости вращения обусловливают возникновение полей напряжений и соответственно деформации земной коры. Это в свою очередь вызывает разрывы, разломы и смещение ее массивов, излияния магмы, миграцию экватора и полюсов.

Скорость спиралевидной миграции полюсов на поверхности планеты хотя и с колебаниями, но на протяжении минувшего миллиарда лет значительно возрастала (Долицкий, Кийко, 1963). За 1 млн. лет Северный полюс может переместиться на 550 *км*. Многие ученые допускают, что вращение Галактики, проходящее в период продолжительностью до 200 млн. лет (галактический год) и сопровождающееся резкими изменениями условий в солнечной системе и особенно значительными колебаниями в скоростях движения Солнца и вращения Земли, может быть наиболее общей причиной, вызывающей мощные тектонические процессы.

Колебательные движения континентов и их отдельных частей протекают чрезвычайно сложно, противоречиво и представляют собой сочетание крупных тектонических этапов, охватывающих 100—200 млн. лет, с колебаниями второго и третьего порядка, охватывающими десятки миллионов лет, миллионы лет и меньше.

Крупные тектонические этапы колебательных движений

Крупные тектонические этапы колебательных движений земной коры охватывают обычно всю планету в целом. Продолжительность каждого из таких крупных тектонических этапов, включающих период мощного поднятия и период глубокого опускания, составляет 150—200 млн. лет.

Г. Ф. Лунгерсгаузен (1957) указывает, что климатические циклы максимальной продолжительностью порядка 180—200 млн. лет согласуются с повторяемостью великих материковых оледенений, отвечают средней продолжительности галактического года (до 200 млн. лет) и соответствуют порядку продолжительности главных тектонических циклов формирования земной коры (150—200 млн. лет).

Рисунки 5 и 6 хорошо иллюстрируют рассмотренное положение о крупных общепланетарных тектонических циклах.

В. В. Белоусов (1954) предполагает, что таких крупных тектонических циклов в истории планеты было около 20 за все время ее существования. Относительно хорошо изученными являются лишь три последних: каледонский, герцинский (варисцийский) и альпийский (современный).

Суммированная амплитуда тектонических колебаний между высшими и низшими точками по вертикали в геосинклинальных областях земного

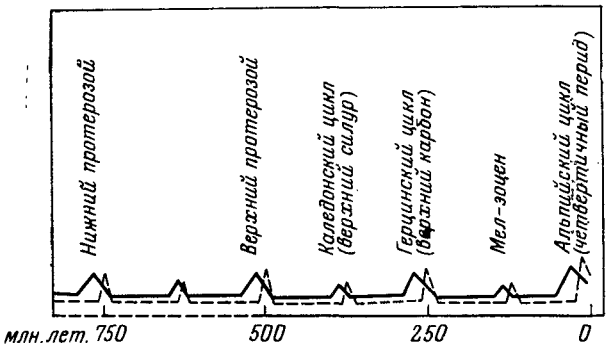


Рис. 5. Схема соотношения эпо горообразования и оледенени (Брукс, 1952)

Сплошная линия — ход горообразов ния; пунктирная — ход оледенения

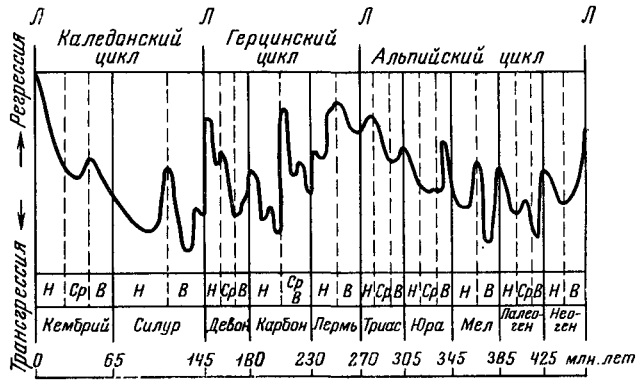


Рис. 6. Схема колебательных дви жений земной коры (Белоусов 1954)

Л — оледенения;
Н — нижний;
Ср — средний;
В — верхний

шара достигает, вероятно, 20—25 *км*. В платформенных областях планеты амплитуды колебания значительно меньше. Каждый период поднятия, как и каждый период опускания земной коры, сопровождается значительными и ясно выраженными колебательными движениями подчиненных порядков.

Колебательный ритмический характер крупных тектонических этапов не является обратимым. История формирования земной коры свидетельствует о том, что тектоника земного шара имеет направленный необратимый характер, хотя и протекает в форме круговых процессов, развертывающихся как бы по восходящей спирали. Каждый крупный тектонический этап сопровождается вовлечением в земную кору новых минеральных масс магматических пород, подвижных продуктов, поступающих от верхней мантии, и ведет к усилению процессов образования новых осадочных отложений.

Платформенные области за время геологической истории земного шара разрастались за счет общего сокращения геосинклинальных областей, вплоть до формирования современного облика материков земного шара.

Ритмические колебания уровня земной коры подчиненных порядков

Наряду с крупными тектоническими этапами колебательных движений земной коры современная геология различает колебательные ритмические движения земной коры подчиненного порядка, идущие как на вос-

ходящем, так и на нисходящем периоде основных этапов. В пределах каждого крупного тектонического этапа насчитывается 3—5 таких циклических колебаний земной коры. Они охватывают отрезок времени порядка 20—40 млн. лет и обусловливают возникновение мощных толщ осадочных отложений, слагающих известные в исторической геологии системы.

Циклы третьего порядка охватывают отрезки времени, равные 4—6 млн. лет; различаются также циклы, охватывающие отрезки в 0,5—1 млн. лет и даже в 500—1000 лет. Всем этим циклам свойственна некоторая правильная повторяемость. Вместе с тем они отличаются известной направленностью и накоплением качественных признаков, свойственных каждому из этапов. Наконец, для этих циклов характерны неравномерность, прерывистость и скачки, свидетельствующие об отсутствии абсолютной ритмичности и замкнутости цикла.

Сочетание крупных, средних и малых циклов колебания уровней земной коры показано на рис. 7. Для циклов подчиненного порядка типична противоречивость движений и одновременное сочетание процессов опускания и поднятия для разных частей земной коры. Варьирует также

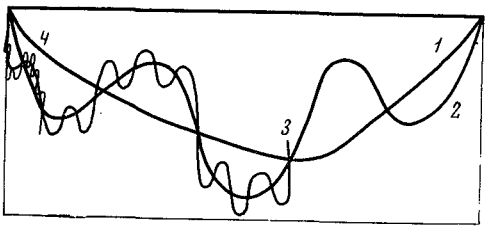


Рис. 7. Схема ритмичности накладывающихся колебаний земной коры (Николаев, 1949)

1 — эпоха горообразования (100—200 млн. лет),
2 — система (20—40 млн. лет);
3 — ярус (4—6 млн. лет);
4 — горизонт, зона (600—800 тыс. лет)

относительная скорость поднятия и опускания. Это приводит к более дробной дифференциации уровней земной коры и сопровождается относительными опусканиями на фоне общих поднятий или относительными поднятиями на фоне общих опусканий.

Связь между колебательными движениями, осадконакоплением и почвообразованием

Каждый период подъема земной коры сопровождается усилением характерных сопутствующих явлений, имеющих огромное значение в формировании рельефа, коры выветривания, осадочных отложений и почвенного покрова. Поднятие земной коры вызывает усиление процессов эрозии, денудации, дефляции. Врезается глубже гидрографическая сеть, образуются каньоны, долины и террасы. Происходит относительное опускание базиса эрозии, отступание береговой линии вследствие регрессии морей, что влечет за собой разрастание площади суши, значительные перемещения дельт, оформление врезанных долин. Возрастает степень дренированности суши, происходит снижение уровня грунтовых вод и усиление их оттока.

Каждый новый подъем участка земной коры дает огромное количество механических взвесей и растворенных химических продуктов, которые мигрируют и уносятся из областей, охваченных поднятиями, на их периферию и в депрессии. Естественно, что в различных частях континентов этот процесс протекает неодинаково. В периоды поднятия местности в

условиях влажного климата усиливаются процессы выщелачивания почв, расчленения суши и вынос подвижных продуктов выветривания и почвообразования. В условиях сухого климата подъем уровня суши и врезание гидрографической сети влекут за собой ксерофитизацию поднятой территории. Господство эрозии и денудации в областях интенсивного поднятия должно неизбежно приводить к разрушению верхних горизонтов, а иногда и к уничтожению почв.

Обратные явления характерны для периодов (и для областей) опускания земной коры. Они сопровождаются повышением общего базиса эрозии, повышением уровня морей и наступанием морских водоемов на сушу, т. е. трансгрессиями и ингрессиями в долины. Участки земной коры, охваченные опусканием, характеризуются накоплением толщ осадочных отложений, погребающих ранее отложенный материал. При этом образуются погребенные террасы и дельты. В этот период происходит также повсеместное ослабление эрозии и прекращение вреза гидрографической сети, которая меандрирует и как бы отмирает, заносимая своими собственными отложениями.

Опускание суши, относительное повышение уровня моря и отмирание слабо врезанной гидрографической сети сопровождается повышением уровня грунтовых вод и часто заболачиванием и засолением суши. Этому способствует также интенсивное выклинивание в областях погружения глубинных напорных (иногда нагретых) подземных вод. Происходит резко выраженное накопление относительно тонких механических осадков (суглинки, глины) и хемогенных отложений (латерит, гипс, каменная соль и др). В эти же периоды в областях погружения при высокой влажности климата накапливаются огромные массы органического вещества в виде торфа, лигнитов, углей. Образуются ярусы погребенных почв. Почвообразовательный процесс, по-видимому, идет по лугово-болотному и дерновому типам.

Примером территории с резко выраженными современными поднятиями являются Фенноскандия, Южная Африка, полуостров Индостан, Китайское лёссовое плато; примером резко выраженных опусканий суши — Фракийская низменность на Балканах, Фландрская и Прикаспийская низменности.

Поступательно-периодический характер колебаний земной коры вызывает периодичность циклов осадконакопления и почвообразования. Сочетание общего поднятия страны с подчиненными циклами периодического опускания, сменяющимися частными периодическими поднятиями, приводит к формированию разновозрастных уровней денудации и образованию денудационных и водно-аккумулятивных равнин различных генераций.

Колебательные движения земной коры, климат и почвообразование

Громадные амплитуды колебательных движений земной коры, достигающие в антропогене нескольких километров, естественно, сопровождаются исключительно глубокими изменениями в климатической обстановке территории. При общих повышениях земной коры, особенно на основных тектонических этапах, характеризующихся максимальными величинами, происходит оформление высоких гор и плоскогорий, нарастает общая площадь континентов, сокращается площадь морей и возрастают различия в климате между центральными частями материков и приморскими зонами. На платформах (равнинах) суши яснее очерчиваются го-

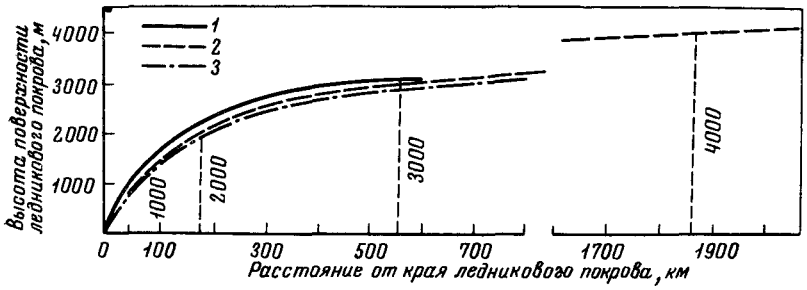


Рис. 8. Осредненный профиль ледниковых покровов прошлого (по Воронову, 1964)

1 — Гренландия; *2* — Антарктида; *3* — современные ледниковые покровы (для реконструкции фигур ледниковых щитов в прошлом)

физонтальные климатические зоны. Сохраняются теплые и влажные экваториальные области. Вместе с тем в центрах больших материков, окаймленных высокими горными цепями, возникают резко выраженные степные или пустынные области, где происходит аккумуляция пластичных глин, карбонатов, гипса и легкорастворимых солей. Расширяются контуры полярных, а также высокогорных холодных областей и ледников.

В периоды поднятий земной коры развиваются мощные материковые ледниковые покровы, создающие специфическую физико-географическую обстановку на суше.

Как показывают наблюдения в Гренландии и Антарктике и расчеты для максимального четвертичного оледенения, площади, занятые покровными ледниками, могут исчисляться миллионами квадратных километров. П. С. Воронов (1964) вычислил, что в эпоху наибольшего расширения на материках площади, занятой льдами, средняя мощность ледников была около 2—2,4 *км*, а максимальная мощность достигала в Европе 3—3,8 *км* и в Северной Америке 3—4,1 *км*. Даже на расстоянии 50—100 *км* от южного края ледников их мощность составляла 500—1000 *м* (рис. 8).

Таким образом, великие оледенения коренным образом меняли облик рельефа суши и ее гидрологию.

Переход огромных масс воды, связанной в виде ледниковых покровов, на сушу способствовал в ледниковые периоды значительному снижению уровня Мирового океана (на 100—200 *м* ниже современного). Это вызывало обширные и повсеместные регрессии морей и усиливало континентальность климата материков.

Таковы древние ледниковые периоды в конце докембрия, в начале девона, верхнем карбоне, нижней перми, в конце третичного и начале четвертичного периода. Последний этап великих оледенений начался в палеогене, продолжался в плиоцене и достиг максимального развития около 250 тыс. лет назад. Этот цикл материковых оледенений, продолжающийся всего лишь 0,6—1 млн. лет, возможно, еще не закончен, и мы живем сейчас в один из частных межледниковых периодов с относительно теплым климатом.

Итак, в периоды значительных поднятий суши нарастает дифференциация рельефа, климатических и почвенных областей. Происходит уси-

ление процессов механической и химической дифференциации продуктов выветривания и почвообразования.

В период значительного опускания земной коры развиваются явления обратного порядка. Сокращаются и исчезают ледниковые покровы. Эрозия и денудация, не компенсированные поднятиями, приводят к постепенному снижению гор и пенепленизации местности. Происходит общее выравнивание рельефа на большой территории как за счет эрозии, так и за счет аккумуляции осадков в отрицательных формах макрорельефа.

Повышается уровень океана. Значительно, хотя и постепенно, увеличивается площадь, занятая морями, а суммарная площадь суши в результате обширных трансгрессий заметно сокращается. Ослабляется континентальность климата на материках, исчезают или сокращаются площади сухих и пустынных областей, возрастает влажность климата и его равномерность.

На материках устанавливается сравнительно однородный умеренно-теплый влажный климат морского типа. Формируются мощные коры выветривания. Господствуют аллитизированные и каолинитовые почвы под лесами, луговые и лугово-болотные почвы низменностей. Растительность (преимущественно лесная) приобретает относительно однообразный характер и вместе с тем исключительно мощное развитие. В почвах, болотах и озерах происходит накопление огромных толщ органического вещества, которое со временем трансформируется в горючие сланцы и каменный уголь.

Периодические колебания уровня земной коры подчиненных порядков вызывают, хотя и в ослабленной степени, сходные явления в географической среде и в почвообразовании.

Необратимость геологических и биологических циклов

Анализируя значение геологического и биологического круговоротов в истории формирования почвенного покрова земного шара, нужно иметь в виду, что эти круговороты не замкнуты, а имеют характер бесконечной восходящей спирали. От цикла к циклу в земной коре накапливаются необратимые изменения.

Общепризнанно, что в процессе развития земной коры идет постепенно прогрессивное разрастание платформ на суше за счет сокращения площади геосинклиналей. На протяжении последних трех геотектонических циклов происходило непрерывное увеличение площади платформ. Значителен был прирост платформ в герцинском цикле. Еще большее развитие платформ произошло в результате альпийского цикла орогенеза.

Таким образом, необратимость и направленность геологических круговоротов особенно ярко проявляются в процессах постепенного нарастания площади платформ, в сокращении пространства, занятого геосинклиналями, и в ясно выраженной тенденции перехода планеты от геосинклинальной стадии к платформенной.

Современная геология имеет основание считать, что скорость развития земной коры в отмеченном направлении возрастала. Намечалось как бы учащение и усиление процессов горообразования. Вместе с тем происходило необратимое нарастание мощности осадочной и гранитной оболочек за счет все большего и большего вовлечения магмы в процессы выветривания, осадконакопления и почвообразования.

На протяжении геологической истории земного шара от палеозоя к кайнозою скорость накопления осадочных толщ, являющихся продукта-

ми выветривания и почвообразования, выросла в 4—5 раз (Страхов, 1963).

Появление жизни в конце докембрия ознаменовало начало биологического этапа в истории земного шара. В земной коре оформилась биосфера и чисто минеральные (стерильные) процессы механического и химического выветривания, перемещения и аккумуляции превратились в процессы геобиологические. Живое вещество стало могучим механизмом аккумуляции и преобразования солнечной энергии, играющей исключительную роль в геохимических и почвенных процессах. С этого момента изменились циклы превращений углерода, водорода, кислорода, азота, фосфора, серы на земном шаре. Наметилось ясное обогащение осадочных пород изотопами C^{12}, S^{32}, O^{16}. Появление и накопление в атмосфере кислорода, а в коре выветривания органических кислот весьма усилило выветривание и увеличило интенсивность окислительного режима в земных оболочках (Страхов, 1938, 1948; Пустовалов, 1940). Тем самым существенно изменились условия миграции соединений железа и марганца в осадочных толщах земной коры.

Уменьшилась концентрация углекислоты в атмосфере и усилилось образование биогенных карбонатов кальция, дающих начало осадочным толщам известняков, мергелей и т. д. Наоборот, предпосылки к образованию доломитов ухудшились, что ясно прослеживается в уменьшении их синтеза по мере нарастания геологического возраста земной коры.

Общее возрастание роли окислительного режима наряду с влиянием организмов (синтез и распад белков) создало предпосылки к более широкому проявлению процессов миграции и аккумуляции сульфатов. В то же время значение сульфидов, игравших до этого большую роль, существенно уменьшилось. Благодаря значительной роли фосфора в белках началась интенсивная миграция фосфора и синтез в земной коре биогенных фосфатов. Изменились циклы азота и его соединений (явления фиксации, амонификации, нитрификации, денитрификации).

По мере возрастания роли организмов в толщах земной коры все больше синтезировались и аккумулировались различные соединения углерода в форме каустобиолитов (каменный уголь, сланцы, торфы и др.) и перегнойных веществ почв и осадочных пород. Прогрессивно нарастала концентрация солей в Мировом океане — с 2 — 2,5% в палеозое до 3,5% в современном океане. Это в свою очередь увеличивало поступление солей в грунтовые воды и почвы во вторичных циклах миграции легкорастворимых солей (из морских осадочных пород).

В стратиграфии хемогенных и биогенных пород земной коры ясно намечаются два различных этапа: докембрий, который на протяжении около 3 млрд. лет характеризуется практически полным отсутствием признаков накопления биогенных осадочных пород, и весь остальной отрезок геологической истории земного шара начиная с кембрия, характеризующийся нарастанием роли биогенных пород (углей, нефти, фосфоритов, органогенных известняков, кремнистых пород и др.) в осадочных толщах земной коры. Особенно возрастает значение биогенных пород после девона.

Появился сложный комплекс гумусовых веществ в почвах и осадочных породах. Органические кислоты, гумусовые кислоты и их соли существенно изменили и осложнили процессы выветривания. Появились хелатные соединения гумуса и элементов семейства железа. Наконец, сложился почвообразовательный процесс и оформилась гумусовая оболочка на суше и в мелководьях так, как мы их знаем теперь.

Появление жизни, создавшей биосферу и исключительно деятельное «живое вещество», играющее огромную роль в геохимических процессах земной коры, знаменовало завершение абиотической стадии существования земной коры и начало стадии биотической, когда геологические процессы протекают при определяющем влиянии биосферы и геологические круговороты веществ тесно сочетаются и находятся в единстве с круговоротами биологического характера и с почвообразованием.

Особенности современного этапа развития геологического круговорота

Данные геологии свидетельствуют о том, что для современного этапа альпийского орогенеза на Земле характерно абсолютное и относительное преобладание процессов поднятия суши. То же характерно и для большей части территории нашей страны. Однако не нужно забывать о колебательном характере этой ясно выраженной тенденции. Поэтому наряду с общим медленным повышением суши на некоторых участках земного шара происходит абсолютное или относительное опускание местности (рис. 9). В некоторых районах ежегодное опускание составляет до 2—5 *мм* в год.

В разных частях земного шара поднятие местности измеряется величиной 0,1—10 *мм* в год. Установлено, например, что за последние 100 лет суммарный подъем Скандинавии составил от 50 до 100 *см*.

Общий размах движений за четвертичный период в платформенных областях составляет 200—400 *м*. Русская равнина на протяжении послеледникового времени в целом также испытывает поднятия порядка 3—5—10 *мм* ежегодно (рис. 10, 11). Суммарные поднятия земной коры в геосинклинальных областях за четвертичный период выражаются колоссальными величинами — от 3—5 *км* (Крым, Кавказ) до 8 *км* (Тянь-Шань). Общепризнанно, что современный рельеф континентов очень молод. Урал за четвертичный период был пенепленизирован по крайней мере один раз, а Кавказ подвергался пенепленизации несколько раз.

Вследствие господства значительных поднятий суши на современном этапе характерно нарастание общей континентальности климата и резкое оформление горизонтальной — концентрической климатической и почвенной — зональности на материках. В частности, этому обязано оформление сухих степных, полупустынных и пустынных областей на территориях крупных континентов (Евразия, Африка, Австралия).

Ледниковые явления также значительно распространены на современном этапе развития планеты. Хотя в настоящее время ледниковые покровы сократились до минимальных размеров, все же до 11% суши находится и ныне под покровом льдов в Арктике, Антарктике, на вершинах гор. До 20—25% суши занято в настоящее время «вековой мерзлотой» на большую глубину.

Интенсивное развитие явлений денудации и эрозии, вызванных горообразовательными процессами, и недавние оледенения привели в современный геологический период к оформлению обширных равнин в Америке, Евразии, Австралии и рыхлых покровных четвертичных отложений ледникового, флювиогляциального, пролювиального, аллювиального и дельтово-аллювиального происхождения. Для суши на современном этапе характерно также увеличение врезанности гидрографической сети, нарастание степени дренированности местности, общее опускание уровня грунтовых вод.

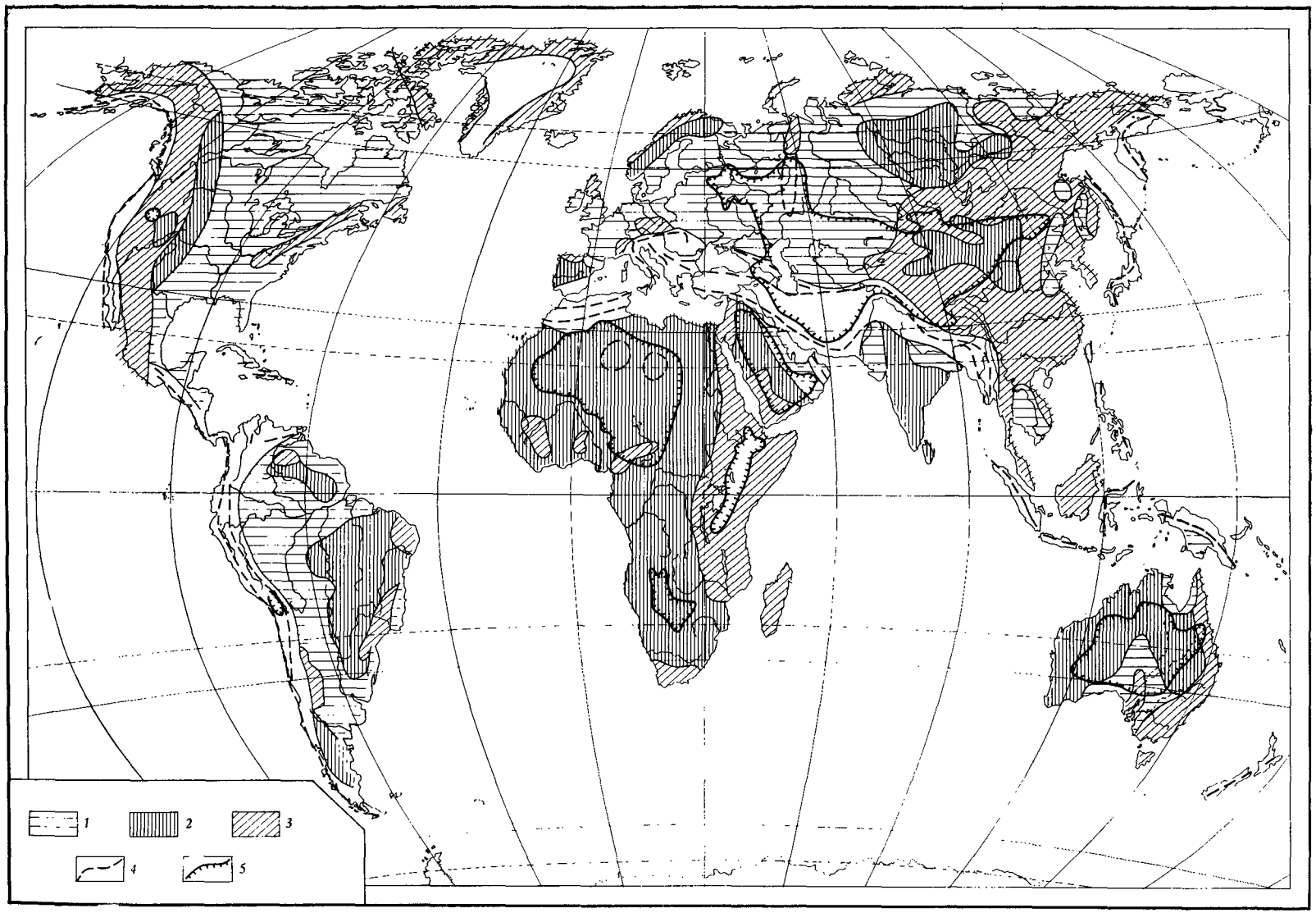


Рис. 9. Низкие и высокие платформенные равнины и молодые горные сооружения (по Ю. А. Мещерякову, 1965)

1 — низкие платформенные равнины (100—200 *м*);
2 — высокие платформенные равнины (500—800 *м*);
3 — мезокайнозойские горные сооружения;
4 — альпийские горные сооружения;
5 — границы бессточных областей

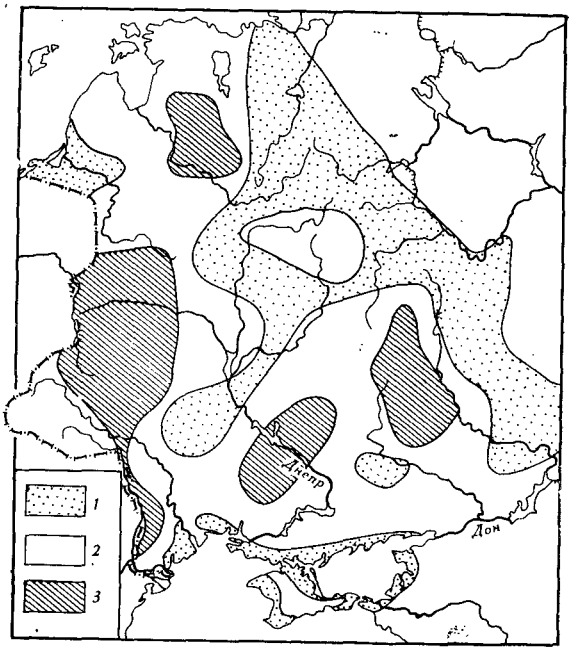


Рис. 10. Области современных поднятий и опусканий на Русской равнине (по Мещерякову, 1965)

1 — поднятия от 2 до 0 *мм* в год;
2 — опускания от 0 до 5 *мм* в год;
3 — опускання свыше 5 *мм* в год

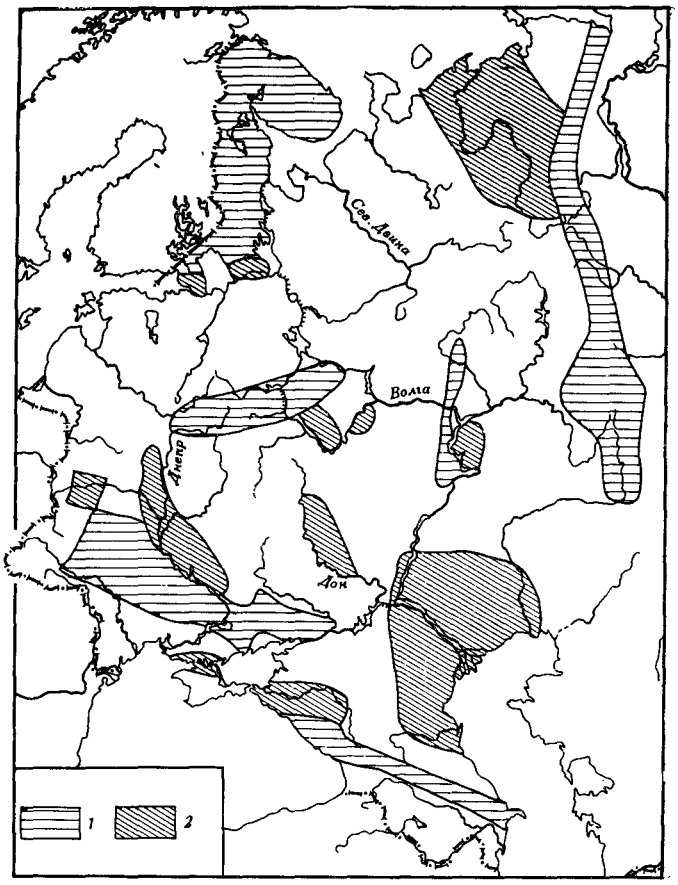


Рис. 11. Схема четвертичных эпейрогенических колебаний земной коры Европейской части СССР (по Мирчинку, 1933)

1 — преобладание поднятий;
2 — преобладанне опусканий

Почти повсеместно в рельефе древних аллювиальных равнин, сложенных новейшими отложениями, наблюдается наличие трех — пяти террас, прислоненных или вложенных одна в другую. И это, конечно, является следствием колебательных движений, направленных в четвертичное время в целом в сторону медленного общего повышения.

В современную эпоху происходит слабое, но прогрессирующее поднятие уровня Мирового океана. Скорость этого поднятия оценивается различными учеными величиной 0,3—1,0 *мм/год*. Там, где прибрежная суша испытывает значительное опускание, как, например, на Черноморском побережье СССР или во Фландрской низменности (территория Бельгии и особенно Голландии), внедрение соленых морских вод на сушу или их влияние является крайне существенным фактором в современном почвообразовательном процессе (подтопление, засоление).

СОВРЕМЕННЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СУШИ

Равнинные территории занимают до 60% поверхности суши. Но эти равнины включают в себя образования различного происхождения. Основные пространства континентов заняты платформенными равнинами, которые построены толщами осадочных отложений, но в фундаменте имеют щиты, сложенные кристаллическими породами.

В северном полушарии имеются три такие древние платформенные равнины — Северо-Американская, Восточно-Европейская, Восточно-Сибирская, которые покоятся на Канадском, Балтийском и Анабарском щитах. Бразильская, Африканская и Австралийская платформенные равнины расположены в южном полушарии планеты. Кроме этих древних образований существуют молодые равнинно-платформенные территории — такие, как Западно-Сибирская, Туранская, Южно-Русская, Западно-Европейская равнины.

Древняя Китайско-Монгольская платформенная равнина представлена отдельными массивами, разделенными мезо-кайнозойскими горными системами (Мещеряков, 1965). Низкие и высокие платформенные равнины, по сводным данным Ю. А. Мещерякова, составляют примерно 50—55% поверхности суши земного шара. Платформенные равнины низкого уровня не превышают 100—200 *м* над уровнем моря и уходят на побережьях под уровень океана, образуя континентальный шельф. Высокие платформенные равнины подняты до 500 и 800 *м* над уровнем моря и нередко имеют массивы омоложенных гор.

Территории, занятые альпийскими (кайнозойскими) горными системами, на суше составляют около 10—12% поверхности. Но эти горные системы находятся в активной стадии продолжающихся поднятий и характеризуются большой высотой отдельных горных вершин над уровнем моря (до 5—7—8 тыс. *м*). Более древние и часто «возрожденные» горные системы мезо-кайнозойского возраста составляют до 15—20% поверхности суши. Эти системы ниже по уровню. Они многократно были денудированы и отдали огромную массу химических и механических продуктов выветривания и денудации склонам, областям предгорий и особенно платформенным равнинам и океану. Эти процессы продолжаются и поныне. Денудация горных систем кайнозойского и мезозойского орогенов в современный геологический период играет определяющую роль в создании покрова осадочных пород и почвообразующих наносов на платформенных равнинах. В четвертичном периоде движущиеся мас-

сы ледников, талых и дождевых вод, послеледниковых потоков, древних и современных рек были основным агентом формирования рельефа и почвообразующих пород таких равнин.

Только 3—5% платформенных равнин суши занято денудационными и выработанными поверхностями выравнивания, однако бо́льшая часть поверхности платформенных равнин является результатом аккумулятивного выравнивания или чисто континентального генезиса (великие флювиогляциальные, аллювиальные равнины, дельты, пролювиально-делювиальные равнины и речные террасы), или же морского генезиса (озерно-лиманные равнины, абразионно-аккумулятивные равнины шельфов).

Равнины водно-аккумулятивного происхождения могут быть древними (например, Приволжская возвышенность — палеогенового возраста) либо совсем молодыми, средне- и позднечетвертичного возраста (например, Прикаспийская или Западно-Сибирская). Надо, однако, иметь в виду, что равнинные поверхности могут формироваться и в пределах геосинклинальных областей суши. Геосинклинальные области, будучи заняты морскими водоемами или океаном, в то же время частично захватывают и сушу. До периода складчатости в геосинклиналях могут быть широко представлены равнины и мелководья. Но и после формирования горных систем в межгорных депрессиях образуются долины, низменности, равнины, сложенные водно-аккумулятивными наносами (например, Ферганская долина, Голодная степь, Кура-Араксинская низменность). Равнинный характер поверхности геосинклинальных областей может быть нарушен или полностью устранен в ходе процессов горообразования, эрозии и денудации. Напротив, погружения и поднятия платформенных равнин в общем сопровождаются сохранением их равнинного характера.

При погружениях аккумулятивные процессы формирования платформенных равнин продолжатся или усилятся. Усилятся и все формы гидрогеохимической аккумуляции подвижных продуктов гипергенеза и приходящих с глубинными водами. Поднятия платформенных равнин ослабят и прекратят процессы механической и гидрогеохимической аккумуляции и вызовут развитие эрозии вследствие врезания гидрографической сети. Краевые части платформенных областей, видимо, будут эродированы наиболее сильно. Однако в целом даже после значительных поднятий платформенные равнины, там, где они не затронуты новейшим местным горообразованием, долго сохраняют равнинный облик, покровы осадочных отложений и реликтовые свиты горизонтов древних гидроаккумулятивных и гидробиоаккумулятивных почв. Распределение платформенных равнин и областей горообразования показано на рис. 9.

Очевидно, что баланс веществ при почвообразовании, его направление, сохранность почвенного покрова, а также длительность существования почв зависят от того, в условиях каких морфоструктурных областей суши идет почвообразовательный процесс. На платформенных равнинах (особенно мало поднятых), по-видимому, будут складываться наиболее благоприятные условия для накопления и сохранения на длительное время всех продуктов почвообразования. Значительные поднятия платформенных равнин, их расчленение и тем более возникновение новых горных сооружений, естественно, вызовут глубокие изменения в балансе веществ и направлении почвообразования, могут повести к уничтожению горизонтов почв.

В областях геосинклиналей после формирования складчатых горных систем, очевидно, будут складываться наименее благоприятные условия

для почвообразования. Тектоника, оползни, снежно-ледниковые покровы, смывы, механическая и химическая денудация будут систематически уничтожать почвенные горизонты и удалять почвенный мелкозем и растворимые продукты педогенеза.

Наконец, в условиях седиментационных равнин будет складываться благоприятная обстановка не только для биогенных условий почвообразования, но и для накопления принесенного со стороны почвенного мелкозема, а также для геохимической аккумуляции подвижных продуктов почвенного и глубинного происхождения.

Оценивая современные структурные особенности суши, необходимо подчеркнуть, что некоторые платформенные равнины континентов в почвенно-геохимическом отношении являются геохимически бессточными. Прекрасно выражены внутриматериковые впадины бессточного типа в Австралии, Центральной Азии, на Аравийском полуострове и в северной половине Африки. Меньшего размера, но все же вполне оформленные бессточные области отмечаются также в Южной Африке, Северной и Южной Америке (см. рис. 9).

Почвенный покров бессточных равнинных областей формируется всегда с резко выраженным накопительным солевым балансом. Эта тенденция усиливается еще и тем, что аридность обширных материковых впадин всегда весьма высока и, следовательно, испарение природных вод в их пределах крайне интенсивно. Все это предопределяет формирование в пределах бессточных равнин суши засоленных пустынных почв, минерализованных грунтовых вод и засоленных озер, третичных и четвертичных отложений, обогащенных известью, гипсом, легкорастворимыми солями.

БИОЛОГИЧЕСКИЙ КРУГОВОРОТ ВЕЩЕСТВ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ

Научные положения о роли жизни в развитии земной коры сформулированы выдающимся советским ученым В. И. Вернадским (1934, 1940), положившим начало новой науке — биогеохимии. Многое внесено в эту концепцию норвежским геохимиком В. М. Гольдшмидтом (1938).

Понятие о ведущей роли в почвообразовательных процессах биологических факторов и биологического круговорота веществ введено в почвоведение В. Р. Вильямсом. Эти идеи плодотворно разрабатывались Б. Б. Полыновым, А. П. Виноградовым и целым поколением советских почвоведов. Ныне биологическая концепция почвообразования распространяется в Западной Европе, Австралии, Америке. В связи с этим особо следует подчеркнуть интересные работы французского почвоведа Эрарта о геохимической роли лесов (Erhart, 1956).

БИОСФЕРА ЗЕМЛИ И ЕЕ ОСОБЕННОСТИ

Поверхность нашей планеты постоянно подвергается воздействию потоков световой энергии, идущей от Солнца. В течение миллиардов лет эта энергия обрушивалась на поверхность Земли, вызывая процессы колоссальной напряженности, приводя к сложнейшим преобразованиям структуры вещества и к его непрерывному развитию. Результатом этого явилось исключительное разнообразие минералов и еще большее разнообразие организмов.

Развитие жизни привело к созданию на Земле новой структурной оболочки, известной под названием «биосфера». Биосфера — это одна из наружных оболочек земного шара, в которой развилась жизнь в форме исключительного разнообразия организмов, населяющих поверхность суши, почву, нижние слои атмосферы, гидросферу. В своей основе биосфера есть продукт взаимодействия живой и неживой материи. Благодаря деятельности растений биосфера является аккумулятором и распределителем энергии, приходящей на Землю.

Живые организмы представляют собой важную биогеохимическую силу, преобразующую земную кору. Миграция и дифференциация химических элементов на поверхности Земли, в почвах, в осадочных породах, в атмосфере и гидросфере происходят при непосредственном участии

живого вещества (биогенная миграция), а также совершаются в среде, элементы которой подвергаются или подвергались воздействию живого вещества.

За миллиарды лет существования жизни на Земле живое вещество преобразовало огромное количество лучистой энергии, исходящей от Солнца, в эффективную химическую и механическую работу. Атомы почти всех химических элементов проходили через живое вещество бесчисленное количество раз. Облик планеты неузнаваемо изменился. Можно считать, что именно *живое вещество определило состав атмосферы, осадочных пород, почв* и в значительной степени *гидросферы* (Виноградов, 1932, 1967).

Биосфера включает в себя три основных компонента, важнейшим из которых является *живое вещество* (совокупность организмов, определяемая понятием биомассы). Второй компонент биосферы — *биогенное вещество*, т. е. органо-минеральные и органические продукты, созданные живым веществом. К ним относятся каменные угли, битум, горючие газы, вероятно нефть и особенно торф, сапропель, лесная подстилка и почвенный гумус. Третьим компонентом биосферы является *биокосное вещество* — термин, употребляемый В. И. Вернадским для обозначения минеральных веществ, образующихся в результате взаимоотношения живых организмов с неживой природой.

Солнечная энергия усваивается и фиксируется зелеными растениями в форме органических соединений и затем длительно сохраняется в биогенных и биокосных веществах. Эти вещества в течение геологически длительного времени перемещались вместе с воздушными и водными потоками в депрессии суши и моря, океаны, где создавались толщи осадочных пород, содержащие биокосные и биогенные вещества. Это привело к значительной «биологизации» всей планеты, ее литосферы и гидросферы.

Все это дает основание понимать биосферу Земли как сложную многокомпонентную общепланетарную термодинамически открытую саморегулирующуюся систему живого вещества и неживой материи, аккумулирующую и перераспределяющую огромные ресурсы энергии и определяющую состав и динамику земной коры, атмосферы и гидросферы.

Одной из наиболее общих особенностей биосферы является исключительное разнообразие живых организмов, которое сложилось в течение длительной эволюции и которое привело к ее стабильности и динамичности во времени. В природе живые организмы находятся в постоянном взаимодействии со средой и друг с другом как внутри одного вида, так и внутри биоценозов (сообществ организмов).

Другой особенностью биосферы является неравномерность и мозаичность ее структуры, ее асимметрия. Распределение жизни и живого вещества на суше и в океане неравномерно. Наибольшая концентрация живого вещества характерна для мелководий и поверхностных слоев водных бассейнов. На континентах живое и биогенное вещество в основном сконцентрировано в поймах и дельтах рек, в мелких озерах, во влажных лесах, в прериях и лугах низменностей и равнин. Велика концентрация живого вещества в почвах умеренных, субтропических и тропического поясов суши. Наименьшая концентрация живого вещества типична для холодных полярных и субполярных районов, для засушливых стран и пустынь, для высоких гор и океанических глубин.

Континенты неоднородны по структуре; они делятся на климатические зоны и геохимические фации. На каждом континенте имеются обла-

сти денудации и геохимического выноса с бедными кислыми корами выветривания и бедными почвами (области элювия). С ними сопряжены области транзита и аккумуляции, расположенные у подножий гор, на равнинах, склонах, на внутриматериковых или приморских низменностях с плодородными богатыми почвами.

В областях транзита и аккумуляции, где влажность достаточно высока, так же как в шельфах, создаются наиболее благоприятные условия для процветания жизни и образования живого вещества, например в луговых степях Русской равнины, в пуштах Венгрии, в прериях Америки и Дальнего Востока, в пампасах Аргентины, в низменности Амазонки и т. д. В геохимическом отношении эти обширные пространства характеризуются определенным постоянством состава мигрирующих и аккумулирующихся соединений, содержание которых может быть ниже или выше биологического оптимума для некоторых организмов, включая человека. Эти районы с необычным уровнем концентрации химических элементов названы А. П. Виноградовым (1946) биогеохимическими провинциями.

В Азии, Европе, Африке, Северной и Южной Америке имеются области повышенных аккумуляций хлоридов и сульфатов, соды, а также области с высокими концентрациями бора. Некоторые же области, например кислых подзолистых почв Евразии, характеризуются недостатком йода, кальция, магния, меди, серы. Избыток токсических соединений или недостаток важных биофильных элементов нередко вызывает специфические болезни у людей, карликовый рост и низкую производительность у животных и растений.

Элементарной первичной структурной единицей биосферы является биогеоценоз, т. е. генетически, географически и трофически сопряженные местные сочетания растительности, животных, почв, рельефа, климата и гидрологии (Сукачев, 1948, 1960; Сукачев, Дылис, 1964).

Биогеоценозы (экосистемы)[1] являются частями земной или водной поверхности, однородной с точки зрения топографических, микроклиматических, ботанических, зоологических, почвенных, гидрологических и геохимических условий. В этой системе круговорот вещества и поток энергии характеризуются определенной интенсивностью и направленностью. Отправной точкой круговорота веществ является фотосинтез и создание фитобиомассы растениями. Реальные размеры биогеоценозов на планете варьируют весьма широко — от нескольких метров (микровпадины в степях и полупустынях, песчаные дюны и т. д.) до километров (солончак, такыр, однородные участки степей, лесов и т. д.). Вертикальные размеры биогеоценозов также варьируют весьма широко — от нескольких сантиметров на скалах до нескольких десятков метров в тайге или в тропических лесах.

Биогеоценоз относительно устойчив во времени и термодинамически открыт в отношении притока и оттока вещества и энергии. Он имеет вход (солнечная энергия, минеральные элементы горных пород, атмосфера, грунтовая вода) и выход энергии и биогенных веществ в атмосферу (тепло, кислород, углекислый газ и др.), литосферу (гумусовые соединения, минералы, осадочные породы) и гидросферу (растворенные биогенные вещества грунтовых, озерных и других вод).

---

[1] На симпозиуме ЮНЕСКО по вопросу о «функционировании земных экосистем на уровне первичной продукции», состоявшемся в Копенгагене в 1965 г., было установлено одинаковое значение этих двух терминов. Эта точка зрения принята автором.

Саморегулирующийся характер биосферы и биогеоценозов является результатом автокаталитического свойства живого вещества, его способности поглощать и обменивать вещества, расти и размножаться. Поток энергии и вещества в биогеоценозе идет от растений к травоядным животным, от последних к хищникам, затем к низшим организмам и бактериям в почве.

Экосистемы сложились в процессе длительной эволюции и приспособления видов и популяций организмов друг к другу и к окружающей среде. Они являются слаженными устойчивыми механизмами, способными путем саморегулирования противостоять как изменениям в среде, так и резкому изменению в численности организмов.

Но есть пределы саморегулирования в популяциях, экосистемах и биосфере в целом. Если изменения в среде (почва, грунтовые воды, атмосфера, тектоника, климат) выходят за пределы периодических колебаний, к которым приспособлены организмы, то слаженность работы экостистем необратимо нарушается. Например, глубокие изменения происходят в ландшафтах под влиянием таких явлений, как лесные и степные пожары, сооружение плотин, перемещения устьев рек под влиянием процессов заиления и эрозии почв, неумеренное применение пестицидов и т. д. В этих случаях экосистема переживает катастрофические изменения и коренную перестройку, включая гибель организмов или разрушение почвы.

Почва — важнейший элемент биогеоценозов. Нарушения в почвенном покрове вызывают цепь длительных последствий в биоценозе. Значительные изменения в биоценозе влекут за собой длительные изменения в почвенном покрове (например, рубка леса и заболачивание почв). Культурное поле является искусственно организованным биогеоценозом (агробиоценозом). Продуктивность поля зависит от нашего умения управлять таким биогеоценозом путем правильного воздействия на почвы, растения и другие его компоненты. Но для этого необходимы глубокие знания природы биогеоценозов и безошибочность действий.

ЖИВОЕ ВЕЩЕСТВО, ЕГО СОСТАВ И ФУНКЦИИ В БИОСФЕРЕ И ПОЧВАХ

Понятие о «живом веществе» было подробно разработано В. И. Вернадским (1926, 1934, 1940). Под живым веществом подразумевается совокупность массы всех организмов, населяющих нашу планету в тот или иной момент. Живое вещество суши представлено «фитобиомассой», которая включает наземные растения и их корни, «зообиомассой» животных (включая насекомых) и «микробиомассой». Согласно последним подсчетам, общий вес биомассы всей суши составляет примерно $3 \cdot 10^{12}$—$1 \cdot 10^{13}$.

	Биомасса Земли, т
Вся планета	10^{13}—10^{14}
Суша	10^{12}—10^{13}
В том числе:	
леса	10^{11}—10^{12}
травы	10^{10}—10^{11}
животные	$n \cdot 10^{9}$
микроорганизмы	$n \cdot 10^{8-9}$

Зообиомасса суши обычно составляет менее одного процента от растительной биомассы. В составе зообиомассы основная доля (95—99,5%) приходится на беспозвоночные почвенные организмы. Особенно велика доля беспозвоночных в наиболее высокоплодородных черноземных, луговых почвах и почвах древней земледельческой культуры (99,8% зообиомассы).

На суше первое место занимает биомасса леса, которая достигает 10^{11}—10^{12} *т*. Совокупность биомассы травянистой растительности составляет величину, примерно в 10 раз меньшую, чем биомасса лесов. Не нужно забывать, что хотя травянистая растительность по массе занимает второе место, скорость ее возобновления и интенсивность биологического круговорота значительно больше, чем у лесной растительности. Поэтому почвообразующая роль травянистой и лесной растительности существенно различается.

Лесная растительность сыграла исключительную роль в разрушении массивно-кристаллических пород и в создании мелкозема. Эту роль лесная растительность выполняет и теперь, разрушая покровы вулканической лавы, гранитов и базальтов. Травянистая растительность и ассоциирующие беспозвоночные организмы вместе с микроорганизмами обусловливают, в отличие от лесной растительности, синтез значительных масс гумуса в высокоплодородных черноземах, луговых почвах, почвах прерий и пойм.

В почве живое вещество концентрируется, достигая в верхних частях гумусовых горизонтов 1—10—40% веса почвы (включая корни, макро- и микрофауну). Таким образом, почвообразование происходит в биосфере, и почвенный покров является важнейшей частью биосферы. В особенности это относится к гумусовой оболочке почвенного покрова, представляющей собой прямой продукт биологического круговорота веществ.

Наиболее важным результатом существования жизненных циклов на нашей планете является регулярная продукция огромных запасов потенциальной энергии, связанной в растительном органическом веществе. Эта энергия в последующем расходуется бесконечной цепью ассоциирующих животных организмов, грибов и бактерий, биохимическими и химическими реакциями, что составляет сущность почвообразования.

Ежегодно, по П. Дювиньо (Duvigneand, 1967, 1968), при фотосинтезе на суше аккумулируется колоссальное количество энергии, порядка $21{,}3 \cdot 10^{16}$ *кал*. Примерно такое же количество энергии фиксируется водной растительностью океана. Энергия, накопленная в растительном веществе, в последующем определяет деятельность животных и бактерий. Органические остатки в почве и почвенный гумус являются как бы складом энергии, запасы которой регулярно возобновляются и вместе с тем постоянно и с огромным эффектом используются организмами.

Оценивая геологическую и почвообразующую роль живого вещества (включая корни, макро- и микрофауну и т. д.), можно, следуя Вернадскому, различать следующие формы воздействия организмов на окружающую среду, а следовательно, и на почвообразование.

а. Медленный, но непрерывный процесс развития жизни на Земле, образование новых видов и их исчезновение. В среднем каждый самостоятельный вид организмов, например вид растений, существует примерно один геологический период, т. е. около 30 млн. лет.

б. Смена типов растительных и животных ценозов в связи с их размножением и захватом поверхности, изменениями рельефа, климата, поч-

вы. Таковы, например, взаимоотношения лесов и тундры, степей и лесов, пустынь и степей и т. д. Эти смены охватывают отрезки времени порядка 3—5 тыс. лет и часто имеют ритмический характер.

в. Последовательные поколения определенного вида растений и животных и циклы миграции веществ, вызываемых рождением и смертью каждого живого индивидуума в отдельности. Следует иметь в виду исключительное обилие индивидуумов и разнообразие продолжительности их жизни — от 20 минут до 20 лет на одно поколение.

г. Прижизненный обмен веществом между организмом и средой. Этот род обмена веществ затрагивает твердую, жидкую, газообразную фазы и при исключительном обилии индивидуальных организмов играет огромную геологическую и почвообразующую роль.

д. Посмертное влияние продуктов распада органических веществ на минеральные образования и процессы в природе.

К этому следует добавить прижизненное влияние организмов на процессы механического и химического разрушения горных пород, на формирование и на судьбу мелкозема. В отсутствие растительного покрова мелкозем уносился ветром и особенно текучей водой. Поверхность суши была по преимуществу каменистой и скальной. Появление жизни ускорило образование мелкозема, изменило его природу, обогатив органическим веществом и органогенными химическими элементами. И, самое существенное, появление высших и низших растений создало как бы эффективную механическую преграду для эрозии и дефляции мелкозема. Мелкозем стал накапливаться на месте образования, а унесенная его часть начала энергично оседать на склонах и террасах, покрытых растительностью.

Смена типов флоры и фауны, смена поколений одних и тех же видов организмов и прижизненный обмен их с внешней средой имеют характер незамкнутых круговых процессов. Суммарным результатом деятельности организмов являются коренные изменения в химико-минералогическом составе самой биосферы и в облике земной коры.

Биогеохимическая роль организмов зависит, по В. И Вернадскому, от их размеров, быстроты размножения и энергии взаимодействия с внешней средой. Известно, что мельчайшие неклеточные организмы имеют субмолекулярные размеры. Чем меньше величина организмов, тем быстрее и в более массовом количестве они размножаются, тем больше быстрота смены поколений и взаимодействия этих организмов с внешней средой, тем больше их роль в геологических, геохимических и почвенных процессах. Не случайно В. И. Вернадский и В. Р. Вильямс придавали микроорганизмам исключительно большую роль в процессах выветривания и почвообразования.

Потенциальная возможность «захвата» планеты микроорганизмами исчисляется несколькими днями, насекомыми — одним годом, а растениями и животными — 8—11 годами. Эти подсчеты В. И. Вернадского не имеют абсолютного значения, но они показывают, каким могучим фактором перемещения вещества и энергии в геологических и почвенных процессах земного шара являются организмы и особенно бактерии.

Роль живого вещества и биосферы в процессах выветривания и почвообразования непрерывно возрастает, так как количество возникающих организмов в единицу времени растет, по Вернадскому, в геометрической прогрессии и соответственно увеличивается масса живого вещества, разнообразие форм организмов также возрастает (число видов организмов составляет около 3 млн., а формы минералов исчисляются всего лишь

тысячами). Расширяются границы биосферы, в большей мере вовлекается солнечная энергия в земные процессы, глубокие магматические толщи земной коры в возрастающей степени подвергаются воздействию биологических круговоротов.

Масса живого вещества в каждый данный момент истории земной коры и почвенного покрова измеряется миллиардами тонн органических соединений. Миллионы тонн веществ отдаются организмами прижизненно и посмертно во внешнюю среду (в почву, атмосферу и в природные воды) и вновь захватываются ими.

Тесная взаимозависимость различных животных и растений, а также связанных с ними низших организмов приводит к тому, что минеральные соединения, выхваченные организмами из геологического круговорота в процессе усвоения, питания, роста, имеют тенденцию длительно удерживаться в биологическом круговороте на суше, что защищает их от выноса природными водами в океан.

Все это дает право считать, что многие свойства коры выветривания и почв находятся под прямым и косвенным влиянием биологических круговоротов веществ. Направление почвообразовательных процессов, формирование определенных типов почв и почвенного плодородия в значительной мере определяются влиянием живого вещества.

ХИМИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ, ВХОДЯЩИЕ В СОСТАВ ЖИВОГО ВЕЩЕСТВА

Исследования В. И. Вернадского и А. П. Виноградова позволяют в общей форме представить средний элементарный состав живого вещества (табл. 2). Конечно, эти данные далеко не полны и скорее характеризуют состав растений, чем живое вещество вообще.

Средний состав животных организмов исследован значительно меньше, а состав микроорганизмов почти неизвестен.

Наибольшая доля в составе живого вещества приходится на кислород (65—70%) и водород (10%). Остальные 20—25% представлены

Таблица 2

Средний элементарный химический состав живого вещества, % живого веса
(Виноградов, 1957)

Группа	Содержание, %	Химические элементы
Макроэлементы	10^{1}	O,H
	10^{0}—10^{1}	C, N, Ca
	10^{-1}—10^{0}	S, P, K, Si
	10^{-2}—10^{-1}	Mg, Fe, Na, Cl, Al
Микроэлементы	10^{-3}—10^{-2}	Zn, Br, Mn, Cu
	10^{-4}—10^{-3}	J, As, B, F, Pb, Ti, V, Cr, Ni, Sr
Ультраэлементы	10^{-5}—10^{-4}	Ag, Co, Ba, Th
	10^{-6}—10^{-5}	Au, Rb
	10^{-11}—10^{-6}	Hg, U
	10^{-12}—10^{-11}	Ra

разнообразными элементами общим числом более 70. При этом бóльшая доля (от 1 до 10%) приходится на такие элементы, как C, N, Ca.

Во второй группе (содержание, измеряемое 0,1—1%) находятся S, P, K, Si; в третьей группе (содержание 0,1—0,01%) — Fe, Na, Cl, Al, Mg. Эти же элементы составляют примерно 99,6% веществ (по весу), слагающих земную кору и почву.

В составе живого вещества постоянно присутствуют рассеянные и редкие элементы, общим числом не менее 20.

Отдельные элементы почти целиком захватываются живым веществом, постоянно находясь в его различных формах. Таковы J, P и в большой мере K.

Существуют специфические организмы, обладающие способностью преимущественного накопления отдельных элементов в количествах более 10%. Ныне известна специфическая аккумулирующая роль организмов для 11 таких элементов: Si, Al, Fe, Ca, Mg, Ba, Mn, S, Sr, P, C.

Если сравнить средний состав растительных организмов со средним составом земной коры, то можно видеть чрезвычайно важные для геохимических и почвенных процессов явления перераспределения химических элементов.

В составе *растительных организмов* в сравнении с составом земной коры *увеличено* в среднем содержание:

В десятки раз C, H.
В несколько раз N.
На десятки процентов O.

Вместе с тем для многих элементов вследствие избирательного накопления в растительном организме H, O, N и C обнаруживается в сравнении с земной корой относительное *уменьшение* содержания:

В несколько раз P, S, Br, K.
В десятки раз Cl, Ca, Mg, I, Cu, Mo.
В сотни раз Na, Ba, Mg, Fe, Al, Si.
В тысячи раз Cs, Ti, F.
В десятки тысяч раз Ra.

В *животных* организмах в сравнении с земной корой *увеличено* содержание следующих элементов:

В десятки раз C, N, H.
В несколько раз P, S.
На десятки процентов O.
На сотые доли процента Cl.

Уменьшено по сравнению с составом земной коры содержание:

В несколько раз Ca, Na, K.
В десятки раз Zn, Br, Mg, As.
В сотни раз Pb, Cu, F, Fe, B.
В тысячи раз Mn.
В десятки тысяч раз Si, Ti, Al.

Состав растительных и животных организмов, несмотря на близкое содержание ряда элементов, имеет существенные различия.

В животных организмах отмечается гораздо более высокая степень аккумуляции, чем в растительных, N, P, S, Cl, Ca. Вместе с тем в животных организмах в сравнении с растениями меньше аккумулируется Si, Al, Mn. Таким образом, биогеохимическая и тем самым почвообра-

зующая роль растительных и животных организмов хотя и обладает сходством, но вместе с тем различается по характеру.

Уже более 60 лет назад такие элементы, как C, P, K, N, S, O, H, были известны как органогенные, без которых невозможно возникновение и жизнь организмов. Позже В. М. Гольдшмидт и А. Е. Ферсман (1934) выделили группу биофилов, т. е. таких элементов, которые обязательно входят в состав живого вещества и без которых существование организмов невозможно: C, H, O, N, P, S, Cl, J, B, Ca, Mg, K, Na, V, Mn, Fe, Cu.

Интересную, хотя и спорную классификацию химических элементов с точки зрения их роли в живом веществе и биологическом круговороте дал Б. Б. Полынов (1948). Химические элементы разделены им на две большие группы — органогены и примеси. Группа органогенов в свою очередь подразделяется на две подгруппы: а) абсолютные органогены, без которых совершенно невозможно существование организмов: O, H, C, N, Mg, K, P, S; б) специальные органогены, необходимые для многих организмов, но не обязательные для всех: Si, Na, Ca, Fe, Cl, F, Mn, Sr, B, Zn, Cu, Br, J. В представлении Полынова специальные органогены на ранних стадиях возникновения и эволюции жизни не были необходимыми для организмов. Эти элементы в качестве примесей постоянно присутствовали в почвенных растворах и природных водах. Поэтому организмы вынуждены были в процессе приспособления и развития поглощать эти элементы, а последние со временем перешли из группы примесей в группу специальных органогенов.

Видимо, Б. Б. Полынов случайно не включил в число абсолютных органогенов такие элементы, как J, B, Mn, Ca, Fe, отнеся их к подгруппе специальных органогенов, и не упомянул в числе органогенов такие микроэлементы, как Cu и Co. Без этих элементов не может существовать ни один организм и невозможен синтез хлорофилла и гемоглобина. Ныне установлено, что при абсолютном отсутствии этих элементов растительные и животные организмы нормально не развиваются или гибнут.

Вторая группа элементов в классификации Полынова, названная примесями, подразделяется также на две подгруппы:

а) экологические примеси, куда включаются почти все элементы (кроме K, N, Li, Rb), которые переходят в природные растворы в процессе выветривания изверженных пород.

Экологические примеси в представлении Б. Б. Полынова не являются элементами, необходимыми для существования живых организмов. Живые организмы, в частности растительные организмы, поглощают элементы из группы экологических примесей, так сказать, автоматически, поскольку эти элементы присутствуют в растворе. Специфический химический состав различных почв, осадочных и изверженных пород настолько может повышать концентрацию отдельных химических элементов, что их содержание будет превышать реальные потребности организма;

б) абсолютные примеси, куда включаются Na, Cl, Li, Rb, He, благородные газы, Ra, Rn и все рассеянные элементы. Эти элементы в представлении Полынова не играют существенной роли в живом веществе. Вместе с тем, постоянно присутствуя во всех породах и почвах, они поступают и проходят через живое вещество транзитом.

Абсолютные и специальные органогены после выхода из живых организмов или после отмирания и минерализации их тканей необычайно

быстро вновь захватываются живущими организмами. Элементы второй группы — примеси, особенно примеси абсолютные, не задерживаются в живом веществе, прижизненно удаляются с разного рода выделениями, а посмертно уносятся с почвенно-грунтовыми и речными водами во внутриматериковые впадины, моря и океаны.

Если не считать кислород, углерод, водород и азот, которые теряются при сжигании органических веществ, и сравнить состав золы с составом земной коры, то можно судить о средних коэффициентах биологического поглощения элементов (табл. 3).

Таблица 3

Ряды биологического поглощения элементов растениями
(по А. И. Перельману, 1955)

Характер элементов	Биологическое поглощение	Коэффициенты биологического поглощения					
		100·n	10·n	n	0,9n	0,0 n	0,00 n
Элементы биологического накопления	Энергичное	P, S, Cl					
	Сильное		Ca, K, Mg, Na, Sr, B, Zn, As, Mo, F				
Элементы биологического захвата	Среднее			Sl, Fe, Ba, Rb, Cu, Ge, Ni, Co, Li, I, Cs, Ra, Se, Hg			
	Слабое					Al, Ti, V, Cr, Pb, Sn, U	
	Очень слабое						Sc, Zr, Nb, Ta, Ru, Rh, Pd, Os, Jr, Pt, Hf, W

Наиболее интенсивно биологически поглощаемые элементы составляют следующий убывающий ряд: P, S, Cl, Ca, K, Mg, Na, Sr, B, Zn, As, Mo, F, Si, Fe, Ba, Rb, Cu. Очевидно, что именно эти элементы отражают вместе с O, C, H, N биогеохимическую и почвообразующую роль живого вещества.

ОБЩАЯ БИОГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ПОЧВООБРАЗУЮЩАЯ РОЛЬ ОРГАНИЗМОВ

В настоящее время еще невозможно в полной мере охарактеризовать общую биогеохимическую и почвообразующую роль организмов. Наиболее глубоко этот вопрос рассмотрен в исследованиях В. И. Вернадского. Следует различать ряд так называемых биогеохимических функций, выполняемых организмами и имеющих особую роль в почвенных процессах.

а. *Функция газообмена.* Метаболизм организмов, их дыхание и обмен с внешней средой охватывают обширную совокупность разнообразных реакций, ведущих к поглощению и выделению кислорода, угольной кислоты, метана, воды, аммиака, паров воды и др.; в конечном счете

атмосфера, почвенный воздух, а также воздух, растворенный в грунтовых водах, реках и океанах, по составу соответствуют газовой функции организмов.

Подсчеты показывают, что вся угольная кислота атмосферы примерно за 10 лет может пройти через фотосинтез земных растений. В. И. Вернадский полагает, что в течение только одного года жизни организмы «передвигают» в разной форме в несколько раз больше газов, чем их содержится в атмосфере. Таким образом, кислород, азот, углекислота атмосферы и почвенного воздуха в своей истории многократно прошли через живое вещество.

Современный состав атмосферы, газовой фазы почвы и гидросферы обусловлен воздействием организмов за всю историю их существования и современной жизнедеятельностью.

Частью газовой функции является кислородная функция[1], выполняемая растениями. Кислородная функция организмов ведет свое начало с появления низших зеленых растений. Роль кислородной функции растений непрерывно расширялась, так как появлялись все более и более развитые и многочисленные формы высших зеленых растений, обладающих способностью фотосинтеза.

б. *Функция окисления.* В ходе процессов выветривания, миграции веществ, в развитии почвообразовательного процесса огромная роль принадлежит окислительной функции организмов. Окислительная функция выполняется весьма древними по происхождению организмами — бактериями, большей частью гетеротрофного типа. Появление автотрофных организмов, особенно зеленых растений, коренным образом изменило окислительно-восстановительные условия на поверхности земной коры.

Господство восстановительного режима на Земле, вызванное относительно большим содержанием углекислоты и относительно меньшим содержанием кислорода в атмосфере раннего прошлого нашей планеты, сменилось преимущественным влиянием окислительного режима, связанного с деятельностью зеленых растений, окисляющих бактерий и с возрастанием содержания кислорода в атмосфере.

Судьбы соединений меди, железа и марганца, нитритов, сульфидов, а также история углерода, азота, серы и фосфора в коре выветривания, в осадочных толщах и в почвенном покрове существенно изменились после появления бактерий, водорослей и особенно высших растений и животных.

в. *Функция восстановления.* С другой стороны, появление микроорганизмов, способных к существованию в условиях анаэробной среды, внесло много нового в совокупность реакций, ведущих к восстановлению минеральных и органических соединений. Восстановительные функции по преимуществу выполняются специфическими бактериями и грибами, обусловливающими развитие реакций десульфирования, денитрификации, с образованием сероводорода, окислов азота, сернистых металлов, метана, водорода.

Образование осадочных пород в подводных условиях, почвообразование при недостатке воздуха и избыточном увлажнении обычно сопровождаются резко выраженным влиянием микроорганизмов, вызывающих восстановительные процессы. Однако в ходе истории жизни на зем-

[1] Под этим названием подразумевается совокупность фотосинтетических реакций, ведущих к накоплению кислорода в атмосфере.

ном шаре, после появления растений и накопления в атмосфере кислорода, геохимическое значение восстановительных реакций уменьшилось.

г. *Концентрация и выделение солей кальция.* Особенно важной в биогеохимии и почвообразовании является функция концентрации и выделения слаборастворимых солей кальция в виде карбонатов, фосфатов и некоторых органических солей (соли щавелевой кислоты и др.). Способностью концентрировать и в последующем выделять соли кальция в нерастворимый осадок обладают многочисленные виды бактерий, одноклеточные животные, водоросли, мхи, высшие растения и животные.

В процессе развития жизни на земном шаре биогенное концентрирование солей кальция усилилось после появления высших травянистых растений, в составе золы которых соли кальция занимают большое место. Существование моллюсков, кораллов, мшанок и особенно позвоночных животных также усилило концентрирование малоподвижных соединений кальция в осадочных породах.

Образование биологического круговорота кальция и концентрирование его соединений в почвах являются одной из важнейших функций растительных и животных организмов в почвообразовательных процессах.

Если на ранних стадиях геологической истории Земли происходили хемогенные процессы миграции и аккумуляции солей кальция, то по мере развития жизни они все больше уступали место биогенным формам движения и накопления солей кальция в литосфере, гидросфере и в почвах.

д. *Концентрирование элементов из рассеянного состояния.* Постоянное нахождение в составе животных и растительных тканей большого числа химических элементов и особенно избирательное поглощение ряда элементов приводит к тому, что последние в резко выраженной форме аккумулируются в осадочных породах и в гумусовых горизонтах почв. Скопление в осадочных толщах углей, лигнитов, горючих сланцев, фосфоритов начало проявляться лишь после того, как жизнь на Земле достигла высокого уровня развития.

В. М. Гольдшмидт доказал, что в золе ископаемых углей обычно наблюдается весьма резко выраженная аккумуляция бора, германия, мышьяка, висмута, что связано с явлениями избирательного концентрирования этих элементов растениями. Йод, бром, ванадий обычно концентрируются вместе с органическим веществом нефти и битумов.

Плодородие почв, наличие элементов минерального питания растений — P, K, B, S, Ca, N и многих других — является следствием способности организмов концентрировать эти элементы в своих тканях и отдавать их почве прижизненно и посмертно. Развитие жизни на земном шаре способствует непрерывному возрастанию биогенной концентрации элементов в почвенных горизонтах, в новейших осадочных породах.

е. *Функция синтеза и разложения органического вещества.* Непрерывность биологического круговорота веществ связана с постоянными и последовательными процессами синтеза и разрушения биомассы. На суше образуется и разрушается ежегодно до 55 млрд. *т* растительного органического вещества. Более 90% этой массы в конечном счете ежегодно переходит в газовую фазу, а остальное — в промежуточные органические соединения, в гумус, в минеральные соли. Колоссальную и непрерывную работу по разрушению органического вещества, его ре-

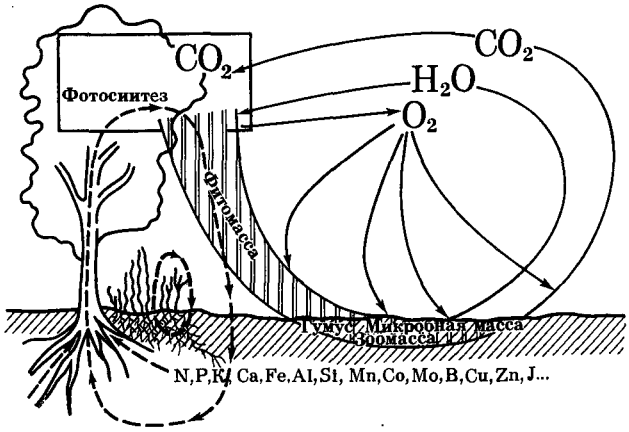


Рис. 12. Фотосинтез, биологический круговорот и почвообразование

синтезу и минерализации выполняют травоядные и хищные животные, грибы, бактерии, беспозвоночные (особенно черви и насекомые).

В ходе геологической истории громадные массы торфа, углей, битуминозных веществ, нефти и рассеянного органического вещества захоронялись в осадочных породах. Вместе с тем непрерывно шел процесс гумусообразования, синтеза и минерализации почвенного гумуса. В итоге функция синтеза и минерализации органических веществ привела к повсеместному обособлению на суше гумусового горизонта, что является всеобщим и наиболее важным результатом биологического круговорота веществ и биогенной трансформации горных пород в почву. Этот слой может быть назван гумосферой. Ничтожная по мощности, эта оболочка является энергетически и биологически наиболее активной частью почвенного покрова, определяющей уровень и потенциальные возможности его плодородия.

Образование гумусовой оболочки является этапом круговорота углерода и азота на Земле. Продолжительность цикла оборота углерода, принимая во внимание его участие в образовании фитомассы, зоомассы и микробной массы в почвах, включая полную минерализацию почвенного гумуса, в среднем составляет 200—600 и, вероятно, не более 1000 лет [1].

Некоторая часть синтезированного органического вещества, однако, уходит из этого почвенного цикла углерода в осадочные породы и на формирование сапропелей, торфа и т. д. Таким образом, формирование гумусовой оболочки на суше является частью более общего планетарного круговорота углерода и связано с фотосинтезом, пищевыми цепями, почвообразованием и минерализацией органики вплоть до двуокиси углерода (рис. 12).

Ежегодный синтез растительной биомассы сопровождается не только поглощением углерода, азота, водорода и кислорода, но также переходом в растительное органическое вещество значительного количества других элементов.

Среднее содержание зольных веществ на сухой вес в растениях составляет 5—8%, колеблясь от 1 до 40—45% (в галофитах). В итоге

[1] Основание подсчетов: биомассы суши составляет $n \cdot 10^{12}$—$1 \cdot 10^{13}$ *т*, а величина ежегодного синтеза фитобиомассы на суше равна около 1,5—5,5·10^{10} *т*.

растительность суши фиксирует и возвращает при минерализации огромное количество различных зольных веществ — в общем около $n \cdot 10^8$—$1 \cdot 10^9$ *т* ежегодно. В процессе разложения органического вещества минеральные компоненты поступают в почву, где они накапливаются относительно и абсолютно в верхних горизонтах вместе с гумусом.

Биогенное накопление элементов при образовании почвы является вторым аспектом превращения горных пород в почвы под воздействием многих поколений организмов. Количество минеральных соединений, входящих в этот круговорот, далеко не равнозначно в различных ассоциациях растений. Травяная растительность прерий, степей и лугов вносит в биологический круговорот до 500—700 *кг/га* в год зольных веществ. Бореальные хвойные леса вовлекают всего 70—200 *кг/га* в год золы, растительность полупустынь и пустынь — еще меньшее количество. Человек может направлять характер биологического круговорота минеральных веществ путем изменения состава культурной растительности и внесения удобрений.

Ниже приводятся данные, характеризующие порядок величин суммарной биомассы суши, фотосинтеза на суше, биогенного оборота зольных веществ (в *т*) в сопоставлении с химическим и твердым стоком рек планеты. Это все явления близкого порядка.

Биомасса суши	$3 \cdot 10^{12}$—$1 \cdot 10^{13}$
Годичный фотосинтез органики суши	$1{,}5$—$5{,}5 \cdot 10^{10}$
Годичный возврат зольных веществ и азота с опадом	$n \cdot 10^8$—$1 \cdot 10^9$
Суммарный химический сток рек	$3 \cdot 10^9$
Суммарный твердый сток рек	$1{,}6 \cdot 10^{10}$

Ежегодная мобилизация минеральных веществ растительным покровом на 1 $км^2$ суши в среднем составляет 30—50—70 *т*. Если сопоставить эти данные с данными Кларка о среднем химическом сносе на земной суше, равном 26,4 $т/км^2$, то можно видеть, что в биологическом круговороте минеральных веществ ежегодно находится в несколько раз больше минеральных соединений, чем захватывается и уносится геохимическим потоком в реки и моря.

Таким образом, совокупность лесной и травянистой растительности «удерживает» на суше ежегодно до миллиарда тонн минеральных веществ. Суммарный же химический сток на земном шаре, по данным Кларка, составляет 2735 млн. *т* (Clark, 1924). По этом данным можно судить о том, как велика роль биологического круговорота минеральных веществ системы растения — почвы в образовании типов коры выветривания, гидросферы и почвенного покрова.

Нужно отметить, что рассмотренные примеры общей биогеохимической роли организмов далеко не исчерпывают всего значения живого вещества в земной коре и почвообразовании. В последующем нам придется еще возвращаться к этому вопросу неоднократно в связи с анализом роли микроорганизмов, животных и растений в почвообразовании.

В действительности перечисленные функции организмов тесно связаны одна с другой и протекают в значительной степени параллельно.

Итак, атмосфера, гидросфера, литосфера и почвенный покров в их современном состоянии несут на себе черты глубокого влияния биосферы и организмов, населяющих биосферу. Процессы выветривания и образования осадочных пород со времени палеозоя происходили при учас-

тии живых организмов и древнего почвообразования. Бо́льшая часть отложений извести, значительная часть скоплений глин, фосфоритов, осадочных месторождений железа и марганца, опок и диатомитов в своем происхождении связаны с жизнедеятельностью организмов.

Однако было бы ошибкой недооценивать тот факт, что определяющее влияние в формировании литосферы, включая и кору выветривания, принадлежит собственно геологическим и космическим факторам. В несравненно большей степени продуктом биологического круговорота веществ является почвенный покров земного шара.

НЕОБРАТИМЫЙ ХАРАКТЕР БИОЛОГИЧЕСКИХ КРУГОВОРОТОВ

Влияние живого вещества на ход геохимических и почвенных процессов проявляется в форме круговорота элементов; однако этот круговорот не является замкнутым и вполне обратимым. Малые биологические циклы веществ, связанные с жизнедеятельностью короткоживущих организмов, только выглядят как замкнутые и обратимые. Это относится прежде всего к циклам O, C, N, P, S, H, K.

Однако нужно иметь в виду, что если часть химических элементов непрерывно обращается в живом веществе, захватываясь через пищевые цепи или после минерализации новыми организмами, то существенная часть этих же элементов непрерывно выключается из биологических круговоротов, увлекаясь геохимическими потоками в океан или внутриконтинентальные депрессии. Это особенно заметно в отношении тех элементов, которые играют подчиненную роль в жизни организмов и которые проходят «транзитом» через живое вещество полностью или частично. Таковы Cl, Na, значительная часть C, S, Mg, Ca. Ограниченное использование организмами этих элементов приводит к тому, что, проходя циклическим путем через живое вещество, элементы в общем остаются подчиненными геологическому круговороту веществ и уходят в виде растворов и взвесей с геохимическим потоком в реки, моря, океаны, внутриконтинентальные бессточные низменности. Именно этим объясняется признанное всеми положение о том, что концентрация солей в Мировом океане за время его существования возрастала.

Необратимый характер носит также постепенное накопление кислорода в атмосфере и медленное, но все же вполне отчетливое уменьшение содержания угольной кислоты в воздухе (до периода интенсивного развития индустриальной деятельности человека). Необратимым являлось в истории биологического круговорота образование биогенных осадков $CaCO_3$, SiO_2, R_2O_3, глин.

Появление жизни привело к образованию ряда новых органических соединений, ранее неизвестных на Земле и отличающихся большой химической активностью. Таковы многочисленные органические кислоты, в частности гуминовые и фульвокислоты. Сюда же надо отнести такие биогенные соединения, как сероводород, сернистые металлы, фосфаты, образование которых также изменяло характер геохимических процессов в земной коре.

Необратимым было изменение окислительно-восстановительных и щелочно-кислотных условий в земной коре, после того как сложились биологические круговороты. В связи с этим изменились условия миграции и аккумуляции соединений железа, марганца, азота, серы, фосфора. Сформировались месторождения угля, нефти, битумов, торфа, горючих

сланцев, сапропеля. Изменились соотношения изотопов кислорода, углерода, серы. В результате биогенеза изменился цикл соединений кремнезема и появились биогенные скопления его в форме фитолитарий, трепела, опок, инфузорной земли.

Процессы минерального стерильного выветривания, механического и хемогенного образования осадков ранних периодов истории земной коры сменились процессами биологического выветривания и биохемогенного осаждения и накопления новых, ранее неизвестных в жизни планеты минералов и органических соединений.

Однако наиболее важным событием, связанным с появлением организмов на Земле, является образование самой биосферы, охватывающей в настоящее время своим влиянием огромные толщи земной коры и атмосферы, проникшей в гидросферу и давшей нашей планете почвенный покров с его важнейшим свойством — плодородием.

ИСТОРИЯ БИОЛОГИЧЕСКОГО КРУГОВОРОТА ВЕЩЕСТВ И ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНОГО ПРОЦЕССА

Данные геологии и палеоботаники позволяют в общих чертах представить важнейшие этапы развития почвообразовательного процесса в связи с историей развития растений и растительного покрова. Последовательность образования главнейших групп растений в общем виде хорошо передается схемой Таусона (1947, рис. 13).

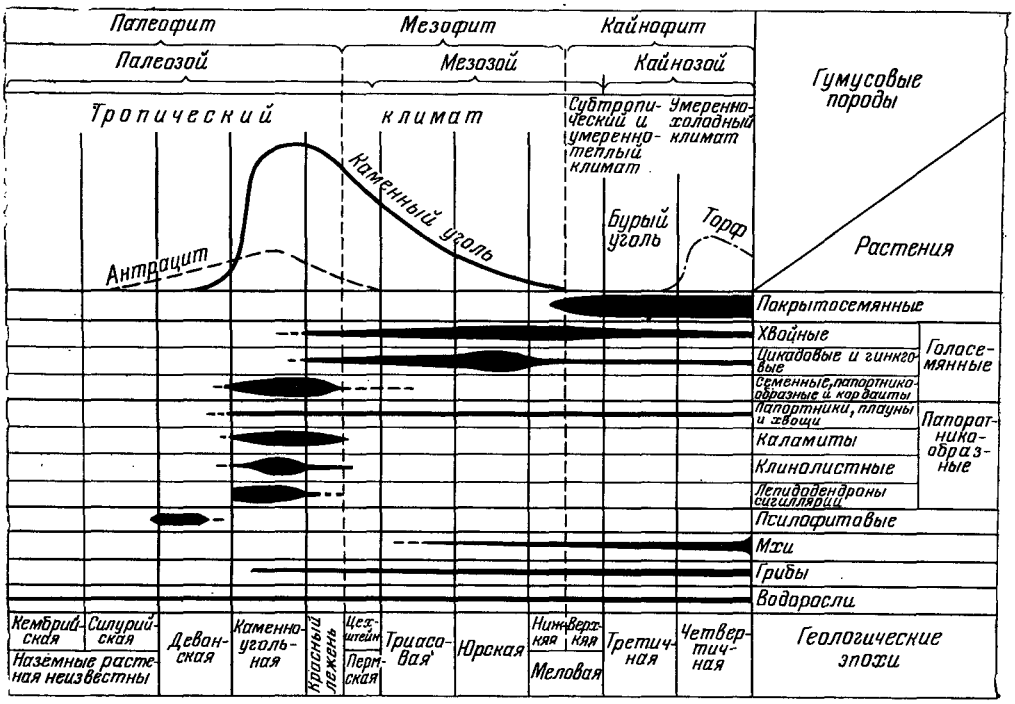


Рис. 13. Смена растительности в течение геологических эпох и накопление различных твердых каустобиолитов (по Таусону, 1947)

Начало почвообразовательного процесса на Земле следует связывать с появлением автотрофных бактерий, способных к самостоятельному существованию в наиболее неблагоприятных гидротермических условиях, внутри трещин и на поверхности скал. Этот первоначальный процесс воздействия низших организмов на горные породы земной коры В. Р. Вильямс назвал первичным почвообразовательным процессом. Автотрофные бактерии, открытые С. Н. Виноградским в конце XIX в., представляют собой простейшие одноклеточные организмы, насчитывающие около сотни видов. Они обладают способностью исключительно быстрого размножения. Одна особь в течение суток может дать триллионы организмов. Автотрофные бактерии независимы в своей деятельности от присутствия свободного кислорода (не все) и органического вещества (Виноградский, 1897). К числу современных автотрофных относятся серобактерии, железобактерии, бактерии, окисляющие водород.

Есть основание предполагать, что древние автотрофные бактерии в общем были сходны с современными, описанными Виноградским. Возможно также, что автотрофные бактерии являются предками водорослей и высших растений. Время появления автотрофных бактерий уходит, по-видимому, далеко в докембрий.

Таким образом, первый синтез органических веществ и биологические циклы углерода, серы, азота, фосфора, железа и марганца, кислорода и водорода в земной коре были связаны с деятельностью автотрофных бактерий, использующих кислород минеральных соединений.

Не исключено, что наряду с автотрофными бактериями в возникновении и на первых этапах почвообразовательного процесса играли роль неклеточные формы жизни и организмы типа вирусов и бактериофагов. Конечно, это не был почвообразовательный процесс в современном выражении, так как не было корневых растений, не было скоплений гумусоподобных веществ и биогенного мелкозема. Может быть, правильнее говорить в данном случае о первичном биогеохимическом выветривании горных пород под воздействием низших организмов.

В докембрии появились синезеленые водоросли, как одноклеточные, так и сложные. Позже, с силура и девона, распространились многоклеточные водоросли: зеленые, бурые, багряные, в общем сходные с современными. Появление автотрофных бактерий и водорослей могло произойти как в мелководье морей, так и на влажных берегах, а может быть, и на скалах. Во всяком случае, в конце докембрия к деятельности автотрофных бактерий и неклеточных форм жизни присоединяется деятельность водорослей, способных существовать на суше и, в частности, на скалах. Почвообразовательный процесс после появления водорослей осложнился, ускорился и ознаменовался уже синтезом заметных количеств органического вещества и расширением малого биологического круговорота кислорода, водорода, азота, углерода, серы и ряда других элементов зольного питания. Почвообразовательный процесс на этих стадиях, очевидно, сопровождался формированием значительных масс биогенного мелкозема.

Судя по минеральному составу современных бактерий разного типа, содержание минеральных веществ в их тканях было небольшим — в среднем около 6—10%. В составе золы бактерий ныне представлены Si, P, S, N, Fe, Mg, Ca, K, Na. Особенно велика в составе золы доля калия — до 14%. При невероятно высокой скорости размножения и смены поколений бактерий следует признать, что их роль в биологическом круговороте веществ была и остается весьма большой.

Таблица 4

Зольный состав растений, в % к золе

Группа растений	Зола, %	K	Na	Ca	Mg	Fe	P	S	Si	Cl
Бактерии (среднее из 10)	7,3	14,7	0,6	6,0	4,8	0,6	1,0	1,2	0,6	—
Водоросли										
Зеленые (среднее из 9)	25,3	5,0	12,2	23,1	1,7	0,5	1,5	8,3	2,6	10,3
Бурые (среднее из 56)	27,8	18,2	12,3	8,6	3,2	0,7	1,2	6,3	1,0	20,0
Багряные (среднее из 27)	20,0	11,0	14,8	7,0	4,2	0,6	1,6	12,7	0,7	6,7
Грибы (среднее из 46)	7,2	28,4	2,7	3,2	2,4	1,4	16,5	2,3	1,3	1,3
Лишайники										
Накипные (среднее из 3)	8,7	0,98	0,5	77,6	2,1	0,9	0,09	0,8	8,2	—
Листоватые (среднее из 19)	4,5	10,0	1,9	16,0	2,8	3,5	2,6	4,0	6,7	—
Кустистые (среднее из 90)	2,6	9,3	3,5	12,0	2,4	3,0	2,3	2,9	16,8	0,4
Мхи (среднее из 29)	4,6	8,0	2,5	16,0	4,0	5,3	2,1	2,3	12,2	4,0
Папоротники (среднее из 9)	6,9	35,4	3,3	20,0	5,0	0,6	3,6	2,4	3,7	10,2
Хвощи (среднее из 49)	19,0	11,2	1,5	8,1	1,6	0,6	1,8	2,2	29,3	4,1
Плауны (среднее из 4)	5,1	13,7	0,9	4,3	2,4	0,8	1,7	1,6	6,3	1,4
Голосемянные										
Все дерево (среднее из 22)	3,8	15,4	—	26,4	4,5	2,0	6,2	6,2	4,2	—
Хвоя (среднее из 5)	4,5	6,5	—	21,0	1,7	0,4	2,6	6,0	16,0	—
Однодольные										
Водные (среднее из 12)	16,3	15,5	5,1	20,5	5,2	4,2	3,5	2,3	4,0	3,4
Злаки (среднее из 260)	6,6	23,0	3,1	4,4	1,9	2,1	2,1	2,4	19,0	6,1
Лилейные (среднее из 10)	8,1	30,7	4,8	11,2	3,5	1,1	4,6	2,4	2,7	7,3
Двудольные										
Гречишные (среднее из 15)	9,5	25,0	5,0	20,0	7,5	1,4	2,6	1,9	1,5	2,9
Лебедовые (среднее из 290)	20,5	12,4	19,5	7,3	3,8	0,9	1,6	5,0	2,4	14,5
Крестоцветные (среднее из 108)	9,6	23,0	7,7	17,0	2,3	1,5	4,0	4,0	3,0	7,9
Бобовые (среднее из 190)	7,9	27,0	3,4	18,0	3,4	1,0	4,7	1,7	5,1	4,1
Зонтичные (среднее из 7)	13,0	28,4	—	18,6	4,1	—	3,1	2,0	—	7,8
Вересковые (среднее из 10)	2,1	16,0	4,0	16,8	6,3	1,9	3,7	2,3	5,9	2,5
Сложноцветные (среднее из 28)	7,0	18,8	8,0	12,1	3,5	1,0	3,2	2,7	3,2	9,0
Культурные растения										
Злаки (среднее из 60)	7,0	31,8	1,8	4,8	2,0	0,4	3,2	2,6	15,0	5,5
Бобовые (среднее из 50)	10,4	27,0	3,2	11,8	3,2	1,7	3,4	2,4	6,6	5,8

Зольность водорослей в 3—4 раза выше, чем бактерий (табл. 4). Появление водорослей на Земле расширило роль биологического круговорота минеральных веществ. При этом особенно возросла доля участия натрия, серы, хлора в минеральных веществах, поглощаемых водорослями. Наметилась тенденция к увеличению доли кремния и фосфора. Эта тенденция получила дальнейшее развитие в более сложных и позже появившихся организмах.

Стадия первоначального почвообразовательного процесса была очень длительной и сопровождалась медленным, но непрерывным формированием масс биогенного мелкозема, обогащенного органическим веществом и элементами, вовлекаемыми в биологический круговорот веществ: H, O, C, N, P, S, Ca, K, Fe, Si, Al. Уже мог происходить биогенный синтез вторичных минералов, таких, как алюмо- и феррисиликаты, фосфаты, сульфаты, карбонаты, нитраты, опалы, халцедон и кварц.

Существование флоры и фауны в морях сопровождалось, по-видимому, выраженным подводным почвообразованием в мелководных прибрежных зонах. На суше почвообразовательный процесс имел преимущественно скальный и болотный характер и находился все еще в самых зачаточных стадиях. Как в подводных, так и в наземных условиях этого времени могли образовываться мелкоземистые осадки, наносы и горизонты, обладавшие поглотительной способностью, благоприятными физическими свойствами, запасом элементов минерального питания и органического вещества. В подводных условиях почвообразование благодаря этому могло быть весьма эффективным в смысле создания почв высокого природного плодородия.

Все же ботаники (Комаров, 1943), палеоботаники и палеогеографы (Криштофович, 1950; Берг, 1958), геологи (Страхов, 1948) единодушно утверждают, что в докембрии и кембрии суша выглядела еще пустынной, так как растительного покрова на ней практически не было. Правда, в нижнекембрийских отложениях Прибалтики, по сообщению С. Н. Наумовой, найдены споры 17 видов растений типа папоротникообразных. Таких находок пока еще немного, однако установлено, что в кембрии кое-где на суше появилась кустарниковая растительность, представленная так называемыми псилофитами, примитивными низкорослыми наземными растениями, не имевшими даже корней.

Псилофитовая флора, появившаяся в кембрии, получила некоторое распространение в силуре и особенно значительное развитие в девоне (Криштофович, 1950). Продолжительность существования псилофитовой флоры и этой второй фазы почвообразовательного процесса составила около 40—50 млн. лет и охватила период послекаледонского постепенного опускания суши. Для этого периода в истории почвенных процессов земного шара характерно уже участие богатой фауны, наиболее ярко представленной исполинскими ящерами.

На суше появляются в массовом количестве более высокоорганизованные растительные организмы с корневищами, стеблями, листьями. Сюда необходимо отнести хвощи и папоротники, которые наряду с псилофитами и простейшими грибами, водорослями и бактериями играли, по-видимому, большую роль в дальнейшем развитии почвообразовательного процесса.

Многочисленные факты согласно подтверждают, что псилофиты, хвощи и папоротники имели кустарниковый и древовидный характер (иногда достигая гигантских размеров) и в основном обитали на влажных низменностях. К этому же времени относится широкое распространение многоклеточных форм зеленых, бурых, багряных водорослей, грибов и, возможно, лишайников.

Под покровом водорослевой и лишайниковой растительности скальный почвообразовательный процесс существенно ускорился и оформился. Почвообразующая роль литофильных организмов не отрицает, а обязательно включает интенсивную совместную деятельность значительного бактериального населения. Можно представить, таким образом, что от-

носительно развитая форма почвообразовательного процесса началась с силура и девона, т. е. около 300—400 млн. лет назад. Почвообразование имело в целом примитивный характер и лишь локально являлось своеобразным лесным процессом в условиях влажного теплого климата, преобладавшего на суше. Дернового процесса почвообразования не было и не могло быть, так как не было еще травянистой растительности.

Вторая половина девона и часть карбона характеризуются постепенным исчезновением псилофитов, господством папоротников (прапапоротников) и настоящих тенистых лесов, образованных каламофитами (родственные современным хвощам), лепидодендронами (близки к нынешним плаунам), кордаитами (первые хвойные). В это же время появляются первые мхи. Немногие виды папоротников, хвощей, плаунов, сохранившиеся до наших дней, вероятно, весьма сильно отличаются по составу зольных веществ от гигантских форм этих растений, существовавших в силуре и девоне. Но, не имея других путей к суждению о возможном минеральном составе этих растений, мы обращаемся к современным их представителям (табл. 4).

Общая зольность современных папоротников и плаунов невелика (4—6%). В составе золы следует отметить значительную долю калия (до 30%) и хлора (до 10%, папоротники). Хвощи же отличаются как высокой зольностью (до 20%), так и весьма высоким содержанием кремния (до 28%). Грибы расширили биологический круговорот фосфора и калия, а лишайники — кальция, железа и кремния.

Этот период так называемой археоптерисовой флоры продолжался 15—20 млн. лет. Почвообразовательный процесс, имевший уже вполне развитый характер, вероятно, был направлен во влажных теплых областях в сторону формирования кислых каолинитовых, аллитных, бокситовых почв, а также гидроморфных почв, обогащенных железом. В то же время обширные пространства были заняты жаркими пустынями, отличавшимися интенсивным засолением почв и осадочных отложений.

Развитый почвообразовательный процесс с формированием мощных перегнойных горизонтов мог сложиться, очевидно, лишь в период так называемой антракофитовой флоры, т. е. в конце палеозоя. Этот период, охвативший весь карбон и часть перми, продолжался около 100 млн. лет (Комаров, 1943; Страхов, 1948; Криштофович, 1950).

В. Л. Комаров отмечает, что растительность в этот период стала необычайно мощным фактором земной жизни, составляя сплошной покров на суше. Своеобразные папоротники, хвощи, плауны, напоминающие современные, появление новых растений, так называемых голосемянных,— все это отличало антракофитовую флору от предшествующей.

Это была растительность, приспособленная к условиям избыточного увлажнения. Многие формы папоротников были представлены мелкими травянистыми разновидностями, возможно игравшими роль современных трав. Однако преобладали лесные гиганты лепидодендроны, составлявшие основу каменноугольного леса (Комаров, 1943). Лепидодендроны, сигиллярии, кордаиты — вся эта пышная растительность давала обильный опад органического материала, образовавшего мощную лесную подстилку, значительное количество перегноя и минеральных веществ. Мхи составляли ковер приземных растений, а грибы и бактерии обусловливали разложение обильной массы органического вещества.

На суше в этот период сформировалась четко выраженная зональность при господстве теплого тропического и субтропического климата. В это время образуются мощные коры выветривания аллитного и као-

линитового типов, а также латериты и значительные скопления растительного органического вещества, впоследствии давшего каменные угли.

На суше преобладали ландшафты лесов и болот, а следовательно, болотный и лесной тропический почвообразовательные процессы. Этот режим продолжался в общем до середины пермского периода, когда постепенно наступило иссушение и похолодание материков. В промежутке, с середины перми до середины триаса, как отмечает А. Н. Криштофович, сухость и похолодание способствовали дальнейшему усилению зонально-климатических особенностей на материках. Резче очертилась область пустынь со свойственными им процессами засоления почв и вод. В перми образовались грандиозные соляные залежи. С другой стороны, отчетливо оформились холодные приполярные пояса.

Это время характеризуется появлением и широким развитием голосемянных хвойных растений. Хвойные древесные породы и ныне насчитывают до 500 видов. Пользуясь методом аналогии, можно предположить, что почвообразовательный процесс в высоких широтах под покровом хвойных, а в низких широтах под покровом вечнозеленых древесных растений в пермском периоде был направлен в сторону формирования кислых подзолистых почв, желтоземов, красноземов, бокситов, а в аккумулятивных условиях — латеритов, торфов, болотно-луговых почв.

Современные голосемянные, как видно из данных табл. 4, отличаются невысокой зольностью (около 3,8%), ничтожным содержанием хлора и натрия, высоким содержанием в золе хвои кремния (16%), кальция (21%), серы (6%), калия (6,5%).

Таким образом (при условии сходства химизма современных и древних голосемянных), появление голосемянных повело к значительному расширению в биологическом круговороте и в почвообразовании роли кальция, серы, фосфора и к известному уменьшению относительной роли кремния, калия, натрия, хлора.

Флора и фауна мезозойской эры имеют уже черты некоторого сходства с флорой и фауной современного периода. В триасе и юре широко господствует так называемая мезофитовая флора. Приобретают широкое распространение голосемянные растения — цикадовые, цинкговые, хвойные; появляются покрытосемянные. В юрский период возникают и широко распространяются диатомовые водоросли, использующие кремнезем из растворов. Для этого периода характерно дальнейшее нарастание ксерофитизации суши и элементов жаркого, сухого климата, минерализованных грунтовых вод, соляных озер и солончаковых почв.

Растительный мир, как отмечает В. Л. Комаров, переживает период интенсивного развития, что способствует также развитию животного мира. Появляются и широко распространяются млекопитающие, первичные птицы. Леса юрского периода были разреженными. Поэтому болотный и подзолистый процессы, по-видимому, не имели широкого распространения. Мелкие папоротники и листостебельные мхи выполняли роль травянистых почвообразователей.

Кайнофитовая флора, по А. Н. Криштофовичу, охватывает все время с середины мелового периода до современности. Происходит вымирание цикадовых и гинкговых растений, появляются и широко распространяются покрытосемянные (цветковые) растения. На суше оформляется отчетливая климатическая зональность. В умеренных и низких широтах господствует тропическая флора из однодольных (пальмы, лилейные) и двудольных. Здесь образуются кислые аллитизированные и каолинитовые коры выветривания, желтоземные и красноземные почвы.

В середине мелового периода возникают и широко распространяются лиственные древесные породы — клен, дуб, береза, ива, эвкалипт, орех, бук, граб. Под их пологом подзолообразование должно было слабеть, так как зольность этих древесных пород и особенно доля участия в составе минеральных веществ кальция, магния и калия весьма велики. Однако в высоких приполярных широтах господствуют хвойные, под покровом которых, по-видимому, развивается подзолообразовательный процесс, сходный с современным. Обильная флора способствовала дальнейшему развитию млекопитающих, рептилий, птиц и насекомых.

Чрезвычайно интересны положения французского почвоведа Эрарта (Erhart, 1956) о геологической роли лесной растительности. Эрарт утверждает, что леса сыграли определяющую роль в формировании осадочных пород, древних кор выветривания и химических осадков.

Как видно из предыдущего обзора, в геологической истории суши леса почти всегда господствовали на ее поверхности. Леса как бы «отфильтровывали» и отделяли механические продукты выветривания, остаточный кварц, полуторные окислы, защищая их от эрозии и способствуя накоплению мощных толщ аллитов, бокситов, каолинитов на месте образования. Растворимая же (миграционная) фаза продуктов выветривания и почвообразования, представленная соединениями Si, Al, Ca, Mg, K, Na, уносилась текучими водами в океан или континентальные депрессии в количестве миллиардов тонн ежегодно. Выпадение этих соединений в осадок вело к образованию чистых, мало загрязненных механическими примесями пластов известняка или мела, доломита или трепела, опала и халцедона, глин и т. д.

Если леса почему-либо исчезали, начиналась эрозия и хемогенные осадки выпадали совместно с механическими наносами или переслаивались с ними. Итак, толщам ископаемых бокситов, аллитов и каолинитов, образовавшимся под древними лесами, отвечают где-то отложенные биохемогенные осадки продуктов (кремнезема, глинных минералов, карбонатов), вынесенных из бокситов, латеритов и каолинитов. Если леса погибали, бокситы, латериты и каолиниты могли быть смыты и переотложены на слои ранее выпавших осадков извести, доломита, кремнезема. Таким образом, осадочные породы кайнозоя и мезозоя в большинстве случаев представляют собой продукты, прошедшие через древнее тропическое лесное почвообразование.

Выветривание гранитов дает обычно на сто частей исходной массы около 25% растворимых продуктов — карбонатов и силикатов металлов, около 25% вторичных глинистых минералов и до 50% остаточного кварца. Таким образом, при формировании осадочных пород из гранитов может образоваться свита горизонтов, где химические осадки, глины и грубый гравийный материал отложены по мощности в отношениях 1 : 1 : 2 соответственно. Для базальтов или известняков положение значительно отличается вследствие отсутствия остаточного кварца. Время, необходимое для формирования мощных толщ таких осадочных пород, исчисляется многими миллионами лет. Первые ископаемые бокситы и латериты находятся уже в кембрии и силуре. Поэтому Эрарт допускал возможность существования уже тогда своеобразного лесного почвообразования. Но он считал, что наиболее достоверное начало лесного почвообразовательного процесса относится к девону. Процессы образования латеритов и бокситов были особенно характерны для карбона.

В третичный период отчетливо развиваются черты почвенной и биоклиматической зональности на суше. К этому времени происходит фор-

мирование растений современных видов. Покрытосемянные (цветковые) растения достигают исключительного разнообразия и широко господствуют в природе. Сокращается область распространения хвойных, которые отступают на территории сравнительно умеренного и холодного климата. «В третичную эпоху,— пишет В. Л. Комаров,— происходит расцвет наземной растительности и создается современный нам мир. Однако еще повсюду на суше преобладает древесная растительность над травянистой».

О преобладании на земном шаре лесного покрова в третичную эпоху пишет и П. М. Жуковский (1949). Нынешняя территория Советского Союза была также занята тропической флорой, включающей пальму, магнолию, секвойю, бук, каштан. Однако минеральный состав веществ, вовлекаемых в биологический круговорот этими лесами, близкими по типу к современным широколиственным лесам, характеризовался значительной долей соединений кальция, магния, калия, фосфора, серы при достаточно больших количествах кремния и алюминия. По-видимому, имело место известное усреднение кислотности почв и коры выветривания, биогенное накопление больших масс доступных для растений элементов минерального питания. Создавались экологические предпосылки для появления и развития покровов травянистой растительности. Хвойные леса отступали под натиском лиственных лесов к северу, а травянистая растительность постепенно распространялась на территории, ранее занятые широколиственными лесами. Благоприятные климатические условия широко использовались злаками, лилейными и наиболее поздними семействами в эволюции — сложноцветными и бобовыми.

Очевидно, в третичный период складываются те основные типы почвообразовательного процесса, которые известны к настоящему времени,—бокситовый, ферраллитный, красноземный, желтоземный, подзолообразовательный, буроземный, лесостепной (серолесной), черноземный, пустынно-солончаковый и, что особенно важно, лугово-дерновый. Появление разнотравья в третичный и четвертичный периоды явилось важнейшим этапом в развитии растительности и почвообразовательного процесса суши. Почвообразовательный процесс вступил в современную стадию, связанную с воздействием на осадочные горные породы обильной корневой системы трав и широким развитием биологического круговорота минеральных веществ, свойственного травянистой растительности.

В антропогене происходит, как пишет К. К. Марков, «великий процесс остепнения лесных пространств и равнин земной суши». Однако и территориально, по суммарной биомассе, по ежегодной продукции фитобиомассы лесная растительность и в современную эпоху преобладает в биосфере, выветривании и почвообразовании.

Трех-четырехкратное продвижение ледникового покрова на равнинах Евразии и Америки нарушило непрерывность почвообразовательного процесса в антропогене. Равнины оказались покрытыми толщами ледниковых, приледниковых и послеледниковых отложений, осадками озер, пойм, дельт. Однако всякий раз после отступания ледников на новых толщах моренных, флювиогляциальных и аллювиальных отложений почвообразовательный процесс начинался под воздействием в общем той же растительности кайнофитовой флоры. Всякий раз в послеледниковое время шло потепление и примерно в том же порядке сменяли друг друга хвойные леса, лиственные леса, травянистые формации.

Как отмечает большинство палеоботаников, в третичный и четвертичный периоды происходили по существу смена и перераспределение

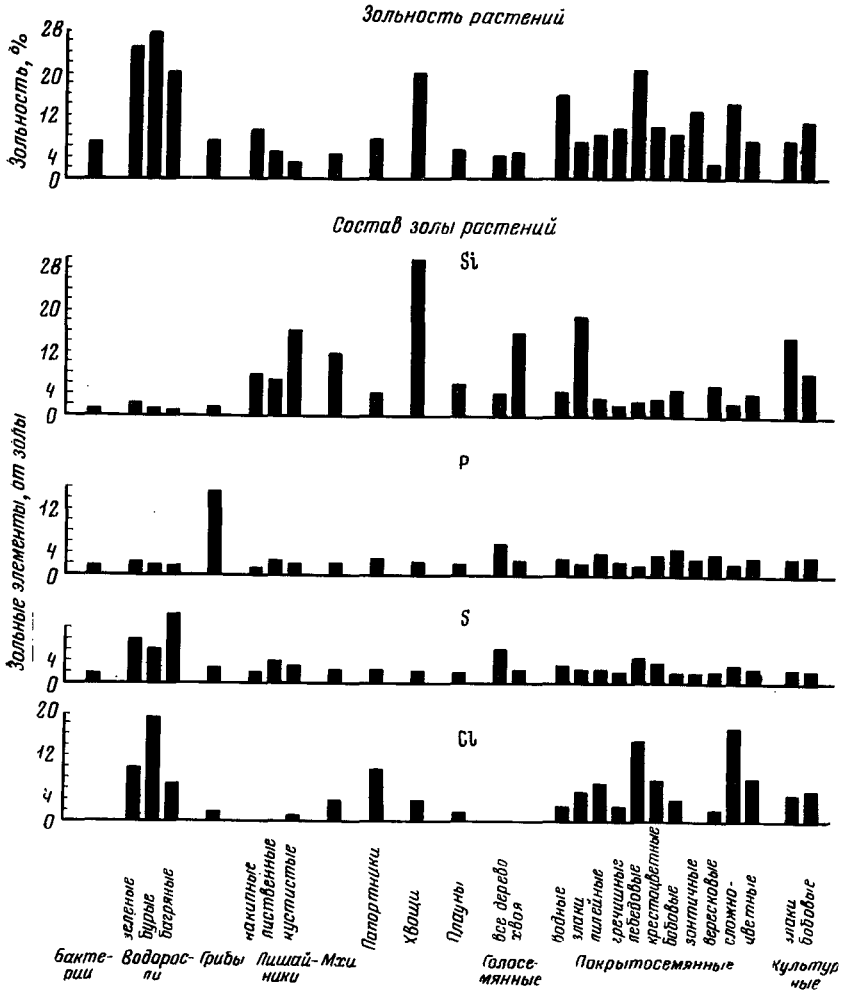
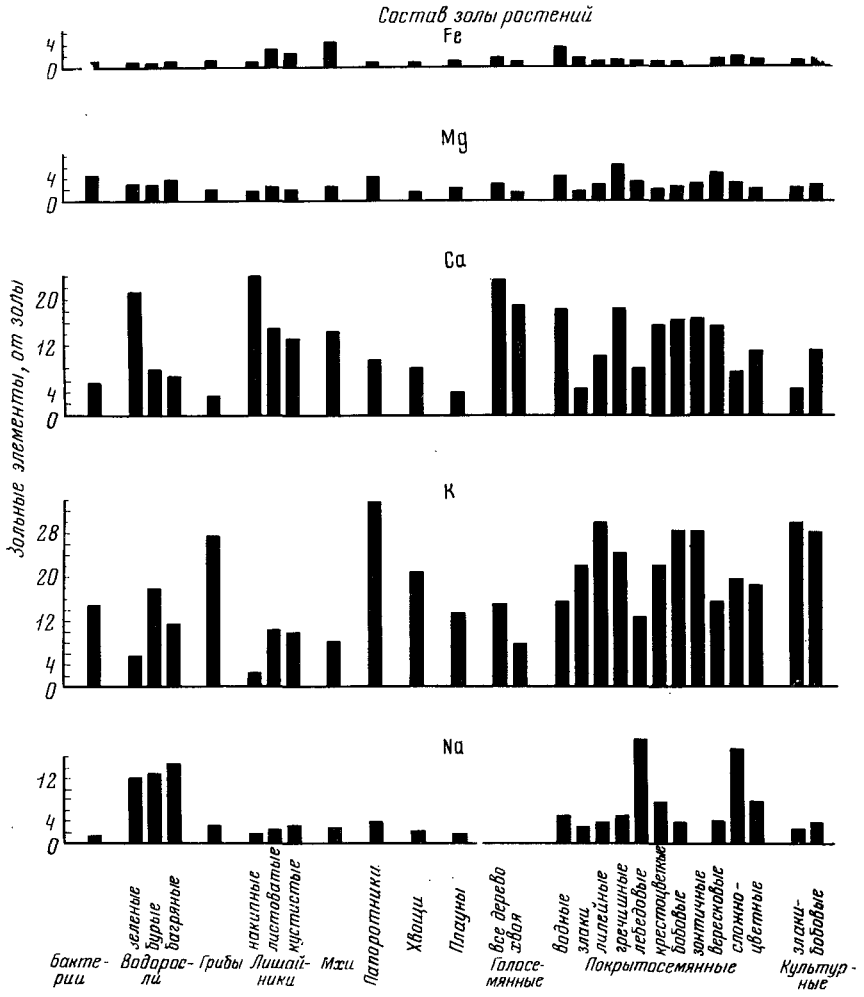


Рис. 14. Состав зольных веществ главных групп растений, %

типов растительности; появление новых видов установлено лишь для мхов. В третичный период появились лиственные мхи, а сфагновые мхи — лишь в конце третичного — начале четвертичного времени. Оформление растительно-климатических зон в третичный и особенно четвертичный периоды способствовало географической дифференциации типов растительности и почвообразовательных процессов.

Смена господства древесной растительности травянистой имеет громадное принципиальное значение в изменении характера почвообразовательных процессов. Мощная корневая система деревьев обеспечивала включение в биологический круговорот значительной массы минеральных веществ, мобилизуя их для последующего поселения травянистой растительности. Кратковременность жизни травянистых растений (1—2 года) и сосредоточенность корневых масс в самых верхних слоях почвы обеспечивают под покровом трав пространственную концентрацию биологического круговорота минеральных веществ в менее мощной сви-



те горизонтов, с аккумуляцией в них элементов зольного питания. И если длительные лесные периоды в истории растительности земного шара отмечались, по-видимому, формированием кислых ненасыщенных почв типа подзолистых, желтоземов, красноземов, бокситов, лесных буроземов, то начиная со второй половины мелового периода, особенно в четвертичный период, под влиянием господства травянистой растительности распространился дерновый процесс. Он протекает в нейтральной и щелочной среде, богатой кальцием и калием, характеризуется значительно большей аккумуляцией элементов плодородия и образованием темных гумусированных луговых и черноземных почв.

Итак, роль живого вещества и биологического круговорота в геологической истории земного шара, в развитии почвообразовательного процесса, непрерывно возрастала. А. Н. Криштофович, ссылаясь на Упланда, приводит интересные данные об увеличении числа видов растений, произрастающих на суше. Для девона установлено 12 тыс. видов, в ка-

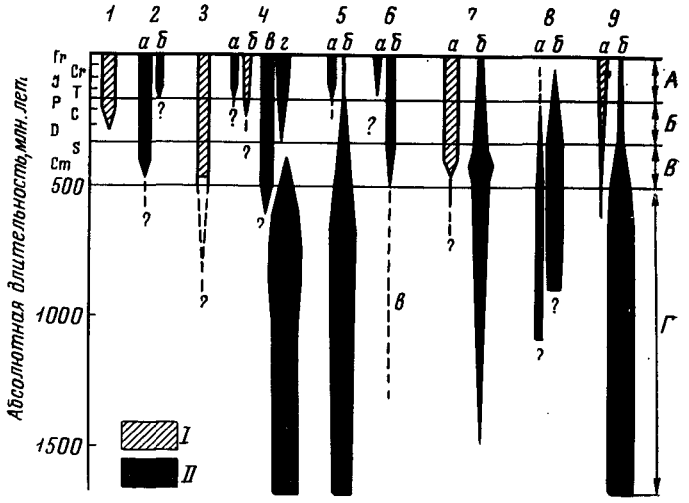


Рис. 15. Стратиграфическое размещение хемогенных и биогенных пород (Страхов, 1963)

I — органогенные;
II — хемогенные;
1 — угли;
2 — галогенные породы:
а — каменная соль и ангидриты (гипсы),
б — калийные соли;
3 — фосфориты;
4 — железные руды:
а — коры выветривания,
б — озерно-болотные,
в — морские оолитовые шамозит-гидрогетитовые,
г — глауконитовые породы, джеспилиты;
5 — марганцевые руды:
а — коры выветривания,
б — морские;
6 — бокситовые накопления:
а — коры выветривания,
б — морские и озерные,
в — метаморфизованные в наждаки;
7 — известняки:
а — органогенные,
б — хемогенные;
8 — доломиты первичные:
а — нормально морские,
б — лагунные;
9 — кремнистые породы:
а — органогенные,
б — хемогенные.

Этапы:

А — альпийский,
Б — герцинский;
В — каледонский;
Г — докембрийский

менноугольном периоде их количество возрастает до 27 тыс. видов, в пермо-триасе — 43 тыс., а юре —60 тыс. В третичном периоде установлено около 100 тыс. видов различных растений. Современная флора насчитывает примерно 300 тыс. видов, в том числе около 150 тыс. видов цветковых растений.

Появление человека в конце третичного периода явилось могущественным фактором усиления общей тенденции смены лесной растительности травянистой. Используя древесную растительность на топливо, первобытный человек ускорил процесс смены лесных формаций травянистыми. Особенно же ускорилась смена леса травянистой растительностью под влиянием сельскохозяйственной деятельности человека. Леса постепенно были сведены на обширных пространствах и уступили место полям и пастбищам, занятым сообществами трав. Подзолообразовательный процесс должен был уступить место процессам дернового типа. Сельскохозяйственная культура и техника, сопровождавшиеся формированием совершенно новых видов растений, придали почвообразовательному процессу на пашне тот современный характер, который должен вызывать дальнейшее повышение уровня плодородия окультуренных почв.

В ходе развития растительного покрова значительно менялись геохимические последствия изменений круговорота минеральных веществ,

вовлекаемых в ткани растений. Лишь с большим трудом, и притом косвенно, можно составить представление о развитии минерального состава растений за минувшее геологическое время. Для этого было обработано и пересчитано большое число анализов минерального состава растений из работ, опубликованных разными авторами. Был рассчитан средний состав для основных систематических групп растений.

Полученные данные о зольном составе были расположены в порядке возможной исторической последовательности появления родов и семейств растений (рис. 14).

История биологического круговорота минеральных веществ, вовлекаемых в ткани растений, поскольку она зафиксирована в минеральном составе современных растений, была сложной и противоречивой. Если не считать водорослей и хвощей, то содержание золы в составе тканей растений с известными колебаниями в общем возрастает от древних организмов к новейшим. Злаки, хвощи, некоторые лишайники и мхи обнаруживают особо высокое содержание кремния в золе (19, 29, 12%). Создается, однако, впечатление, что роль кремния в эволюционном ряду растений, достигнув максимума в хвощах и злаках, в более поздних организмах значительно уменьшилась.

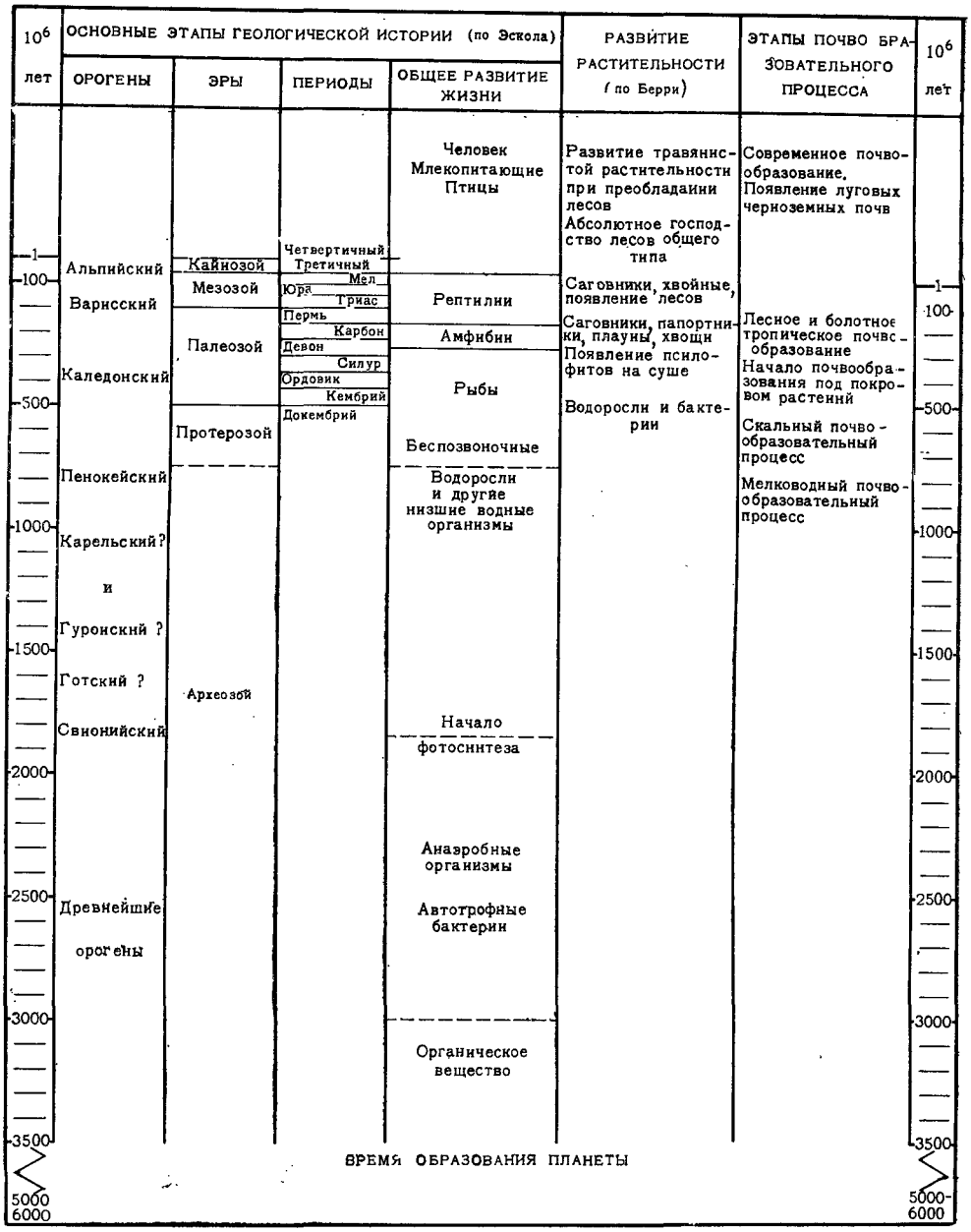
Содержание в тканях растений фосфора и серы в эволюционном ряду наземных растений в целом медленно возрастало, отражая, по-видимому, процесс развития белков, с которыми связаны эти элементы. В ослабленной форме и с отклонениями эта тенденция характерна для железа и магния. Их роль в составе золы растений растет параллельно появлению новых видов. Кальций и калий в золе всех растений занимают первые места, составляя в сумме обычно 25—50% золы, чаще при преобладании калия. При этом в их содержании в составе золы наблюдается взаимозависимость: с увеличением доли кальция до 18—20—22% доля калия снижается до 2—4—6%, а с увеличением количества калия до 25—30—32% количество кальция уменьшается до 3—10%. При этом зола покрытосемянных в целом значительно богаче калием, чем зола голосемянных, папоротников, водорослей.

Эволюция и новообразование видов и особенно появление травянистых растений сопровождались суммарным возрастанием в составе поглощаемых элементов минерального питания абсолютного и относительного количества кальция и особенно калия, а также фосфора, серы, магния и железа при уменьшении доли кремния и хлора. В целом же размеры биологического круговорота минеральных веществ непрерывно увеличивались как вследствие увеличения числа видов и массы живого вещества, так и вследствие общего возрастания зольности от хвойных к лиственным древесным породам и от последних к травянистым.

Необратимость и направленность истории биосферы на Земле зафиксированы в особенностях геологии хемогенных и биогенных осадочных пород в земной коре (рис. 15). Из приведенной схемы следует, что каменные угли неизвестны в геологических отложениях более древних эпох, чем девон и конец силура. Скопления фосфоритов, возможно, есть и в докембрии, но в основном фосфориты характерны для кембрия и последующих эпох. Биогенные известняки и кремнистые породы появляются в кембрии, но интенсивно проявляются начиная с девона. Интересно, что древние железные, марганцевые и бокситовые коры выветривания — продукт тропического почвообразования — тоже значительно проявляются лишь начиная с триаса.

Таблица 5

Сопоставление основных этапов геологической истории Земли, стадий развития жизни и возможная история смен почвообразовательных процессов



В заключение приводим сводную таблицу 5, где сопоставляются основные этапы геологической истории Земли, главные стадии развития жизни на нашей планете и возможная история смены почвообразовательных процессов за последний миллиард лет.

ВОПРОСЫ ЭНЕРГЕТИКИ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ[1]

Процессы поступления, трансформации и переноса энергии в биосфере в целом и в отдельных ее компонентах в последнее время все больше привлекают внимание ученых.

Энергетические изменения, происходящие в природе,— это область исследований, охватываемая понятиями и концепциями термодинамики, включая как классическую термодинамику в применении к макромиру, так и статистическую термодинамику в применении к миру элементарных частиц, атомов и молекул.

Законы классической термодинамики применимы ко всем без исключения материальным системам макромира. По выражению А. Эйнштейна, это единственная физическая теория универсального значения, которая, в пределах применимости своих основных концепций, никогда не будет опрокинута.

Основные законы термодинамики полностью приложимы и к почвам, которые представляют собой определенные термодинамические системы.

ПОЧВА КАК ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ СИСТЕМА

Системой в термодинамическом смысле называют тело или совокупность тел конечных размеров с определенными границами. Почва, как самостоятельное природное тело, в этом смысле является определенной термодинамической системой. *Границы* этой системы можно рассматривать как в физическом смысле, так и в качестве гипотетических (математических) поверхностей; основным свойством границ почвенной системы является их способность, пропуская через себя в обоих направлениях потоки вещества и энергии, не аккумулировать ни вещество, ни энергию в самих границах.

Реальная почва — это сложная *открытая система*, находящаяся в постоянном массо- и энергообмене с окружающей средой, поскольку она является компонентом структурной единицы биосферы — биогеоценоза (экосистемы). В то же время в аналитических целях почва может рассматриваться, с соблюдением определенных ограничений, и как замкну-

[1] Раздел написан Б. Г. Розановым с участием В. А. Ковды.

тая система, если к ней не применяются параметры, приложимые к открытым системам.

Почва является *гетерогенной системой*, состоящей из нескольких гомогенных термодинамических систем, имеющих разные свойства[1]. Гомогенной называют систему, для которой характерна непрерывность интенсивных свойств[2] по всему объему. Как известно, интенсивные свойства почвы резко меняются не только при переходе от твердой фазы к жидкой или газообразной, но и при переходе от одного горизонта к другому по почвенному профилю. Например, резкое изменение наблюдается в объемном весе почвы и т. д.

Сложность почвы как термодинамической системы состоит еще и в том, что почва — это *многофазная система*, если под фазой понимать любое гомогенное тело, которое отличается от ближайшего окружения резким изменением свойств на границах. Этот фактор оказывает исключительно большое влияние на равновесное состояние почвы как гетерогенной системы потому, что термодинамическая характеристика системы непосредственно связана с ее состоянием, а последнее определяется количеством входящих в нее фаз согласно «правилу фаз» Гиббса.

Термодинамическое состояние системы — это состояние ее в данный момент времени. Оно может считаться определенным, если известны все интенсивные свойства системы, т. к. последние зависят только от состояния системы. Любое изменение системы, связанное с изменением хотя бы одного ее свойства, определяется как *термодинамический процесс.*

Если система, находящаяся в состоянии термодинамического равновесия, испытывает ряд бесконечно малых воздействий со стороны окружающей среды, то в термодинамическом процессе она проходит через бесконечный ряд равновесных состояний; если при этом система совершает и максимальную работу по преодолению внешних воздействий, то такой процесс носит название *равновесного процесса.* В противоположность этому *неравновесный процесс* является результатом конечного воздействия окружающей среды на систему. Совершив равновесный процесс, система может вернуться к исходному состоянию, пройдя в обратном процессе те же самые равновесные состояния, которые она проходила и при прямом процессе. Равновесный процесс — это всегда круговой, или обратимый, процесс. *Обратимым* называют такой термодинамический процесс, который допускает возвращение системы в первоначальное состояние без каких-либо изменений во внешней среде и в самой системе. Если же в результате термодинамического процесса в системе или в окружающей ее среде произойдут какие-либо изменения свойств или хотя бы одного свойства, то такой процесс носит название *необратимого.* Необратимый процесс всегда одновременно и неравновесный.

Все природные процессы, и в том числе процессы выветривания и почвообразования, являются необратимыми в термодинамическом смысле. Это связано с тем, что природные процессы протекают с конечной скоростью и при конечных разностях между силами, действующими на систему и им противодействующими; они сопровождаются многочисленными неустранимыми потерями в результате наличия трения, лучеиспускания, теплопередачи, диффузии и т. д.

---

[1] Свойства — это параметры системы, которые можно количественно установить с помощью эксперимента.

[2] Интенсивные свойства системы — это те, которые непосредственно не зависят от количества вещества в системе; в противоположность этому экстенсивные свойства зависят от количества вещества, например вес и объем системы.

Таким образом, *с термодинамической точки зрения почва представляет собой открытую гетерогенную и многофазную систему, характеризуемую необратимыми термодинамическими процессами.* Приложение принципов, законов и представлений термодинамики к реальным почвам должно строиться с учетом этого определения.

ОСНОВНЫЕ НАЧАЛА ТЕРМОДИНАМИКИ В ПРИЛОЖЕНИИ К ПОЧВОВЕДЕНИЮ

Первый закон термодинамики вытекает из открытого М. В. Ломоносовым и Лавуазье закона сохранения и превращения энергии. Он был полностью разработан в середине прошлого столетия в применении к таким природным явлениям, которые сопровождаются выделением, поглощением или преобразованием теплоты. Закон имеет исключительно большое философское значение, так как выражает неуничтожаемость движения материи.

Поскольку в почвоведении рассматриваются механически неподвижные системы при отсутствии внешнего силового поля, то полная энергия таких систем практически равна их внутренней энергии. Тогда сообщаемая системе теплота Q идет на изменение внутренней энергии системы $\Delta U = U_2 - U_1$ (U_1 — внутренняя энергия системы в состоянии 1, U_2 — то же, в состоянии 2) и на преодоление сопротивления, препятствующего изменению состояния системы, т. е. на совершение работы A по преодолению воздействия внешних сил. Следовательно,

$$Q = \Delta U + A. \tag{1}$$

Эта математическая форма первого закона термодинамики охватывает все как обратимые, так и необратимые процессы.

Для почвоведения наиболее приемлема следующая формулировка первого закона термодинамики: *тепло, сообщенное системе, расходуется на увеличение ее внутренней энергии и на совершение системой работы против внешних сил.*

Если в системе совершается круговой процесс, то для нее $\Delta U = 0$ и $A = Q$. Это означает, что нельзя представить такую систему, которая совершала бы работу, бóльшую, чем подводимая к ней извне энергия.

Для элементарного изменения состояния системы первый закон термодинамики можно представить в виде дифференциального уравнения

$$\delta Q = dU + \delta A, \quad \text{или} \quad CdT = dU + \delta A, \tag{2}$$

где C — истинная теплоемкость, T — температура системы.

Приведенные уравнения первого закона термодинамики справедливы лишь для систем постоянного веса, т. е. для таких систем, в которых происходит теплообмен с окружающей средой, но отсутствует массообмен. В приложении к почвам данная формулировка требует значительного уточнения, поскольку почвы постоянно осуществляют процесс массообмена, с которым связаны и соответствующие энергетические изменения.

Из практического опыта и теоретических положений почвоведения известно, что почвенные процессы протекают как путем изменения исходного почвообразующего материала на месте, так и путем одновременного поступления и выноса новых масс минеральных и органических соединений под влиянием биологических, геологических и геохимических процессов. Поэтому приложение первого закона термодинамики к пониманию

почвенных процессов весьма осложнено многокомпонентностью почвенных систем и сложной, еще мало изученной историей их формирования.

Не вдаваясь в подробности математического изложения вопроса и используя опыт смежных наук, можно принять для приближенных расчетов энергетических балансов почв ту форму уравнения, которую предлагают Ю. В. Казицын и В. А. Рудник (1968) для расчета баланса внутренней энергии при формировании метасоматических пород. Хотя метасоматоз [1] и почвообразование различны по своей природе, введение авторами в формулу массообменного фактора позволяет получить уравнение, в котором энергия массообмена учтена и может быть рассчитана:

$$\delta Q + \sum_{1}^{i} \mu_i \delta M_i = dU + \delta A, \tag{3}$$

где μ_i—количество энергии, приносимое с одним молем вещества i; M_i—количество молей вещества i, принесенного в систему.

Используя некоторые дополнительные преобразования и соотношения термодинамики, уравнение (3) можно преобразовать в

$$\Delta H + \sum_{1}^{i} \mu_i M_i = \Delta U_p + P \Delta V, \tag{4}$$

где ΔH — изменение энтальпии [2] системы; ΔU_p— изменение внутренней энергии в изобарном процессе; P — внешнее давление; ΔV — изменение объема системы.

Выражение (4) представляет собой окончательный вид первого закона термодинамики в применении к почвенным системам; используя его, можно вести приближенный расчет энергетического баланса почв. Согласно этому выражению, сумма энергии, добавленной к почве в результате тепло- и массообмена, равна увеличению ее внутренней энергии плюс произведение давления на изменение объема.

Основным следствием первого закона термодинамики в применении к почвенным системам является то обстоятельство, что при рассмотрении энергетики почв и почвообразовательного процесса невозможно ограничиться учетом только одного энергетического параметра, связанного с поступлением (или отдачей) тепла в систему. Обязательно должен быть учтен и фактор массообмена. Это значит, что, рассматривая энергетику почв, необходимо учитывать не только их взаимодействие с климатом, но и биогеохимические связи (приток и отток вещества).

Поступление энергии в почву в виде тепла — это только один из путей энергообмена почв. Второй стороной почвенной энергетики служит поступление энергии (или ее уход) в процессе биогеохимического массообмена в ландшафте. Отсюда становится понятной ограниченность закона климатической зональности почв и, наоборот, существенная роль геохимических сопряжений почв, что находит отражение в обособлении на земной поверхности почвенно-геохимических формаций и сопряженных почвенно-геохимических ландшафтов. Энергетика почв связана не только с радиацией, но и с биогеохимической аккумуляцией и миграцией веществ.

---

[1] Метасоматоз — геологический процесс изменения горных пород в результате геохимического массообмена без изменения первоначального объема породы.

[2] Энтальпия (теплосодержание, тепловая функция) — функция состояния термодинамической системы, равная сумме ее внутренней энергии и произведения давления на объем системы, выраженного в тех же единицах.

Второй закон термодинамики был сформулирован Клаузиусом для определения направления термодинамического процесса. Суть этого закона в следующем: *теплота сама по себе никогда не переходит от холодного тела к нагретому.* Другая формулировка этого закона: невозможен процесс, единственным результатом которого является превращение тепла, полученного от нагревателя, в эквивалентную ему работу, т. е. переход тепла в работу не может являться единственным результатом термодинамического процесса.

Второй закон термодинамики дает возможность разделить все допускаемые первым законом процессы на самопроизвольно и несамопроизвольно протекающие при данных условиях. Он показывает существенное различие двух форм передачи энергии — теплообмена и работы. В отличие от неограниченного перехода работы в теплоту протекание обратного процесса ограничено определенными условиями.

Математическая форма второго закона термодинамики непосредственно связана с введением понятия энтропии S:

$$dS \geqslant \frac{\delta Q}{T} . \tag{5}$$

Энтропия — это функция состояния системы, дифференциал которой в элементарном обратимом процессе равен отношению бесконечно малого количества тепла, сообщенного системе, к абсолютной температуре последней. Энтропия является именно той функцией, которая математически выражает одностороннюю направленность протекающих в системе процессов. Поскольку для теплоизолированной (адиабатической) системы $\delta Q=0$, то выражение для энтропии принимает вид $dS\geqslant 0$, т. е. энтропия изолированной системы при любых происходящих в ней процессах не может убывать. Энтропия в этом смысле служит мерой необратимости процессов.

Согласно второму закону термодинамики, при необратимых процессах в изолированной системе энтропия всегда положительна. В открытых системах могут идти процессы как с возрастанием, так и с уменьшением энтропии.

Третий закон термодинамики (тепловой закон, теорема Нернста), как и первые два, является обобщением экспериментальных данных и никак не вытекает из первых двух. Введение его оказалось необходимым в связи с тем, что первый и второй законы термодинамики не позволяют определить значение S_0 энтропии при абсолютном нуле температуры ($T=0°$ К) и соответственно не позволяют рассчитать абсолютные значения энтропии, изохорно-изотермного и изобарно-изотермного потенциалов, а также константы равновесия системы. Эта трудность устраняется принципом Нернста, согласно которому в любом изотермическом процессе, проведенном при абсолютном нуле температуры, изменение энтропии системы равно нулю, независимо от изменения любых других параметров состояния, т. е. $\Delta S_T=0$ и $S=S_0=\text{const}$. Отсюда следует, в частности, принцип недостижимости абсолютного нуля температуры. Принцип Нернста был далее развит Планком, предположившим, что при 0° К энтропия системы равна нулю, т. е. $S_0=0$ ($T=0$). Из этого принципа следует и математическая формулировка третьего закона термодинамики:

$$\lim_{T\to 0}\left(\frac{\partial H}{\partial T}\right) = \lim_{T\to 0}\left(\frac{\partial G}{\partial T}\right)_P = \lim_{T\to 0}\left(\frac{\partial F}{\partial T}\right)_v = \lim_{T\to 0}\left(\frac{\partial S}{\partial T}\right) = 0, \tag{6}$$

т. е. пределом частных производных энтальпии, свободной энергии и энтропии по температуре является нуль при бесконечном приближении температуры к абсолютному нулю.

Третий закон термодинамики позволяет теоретически рассчитать абсолютные значения термодинамических функций и потому исключительно важен для расчетов состояний систем.

Расчет энергетического состояния таких сложных систем, какой является почва, очень трудоемкий и многоступенчатый. В то же время в почве можно выделить, абстрагировать отдельные энергетические подсистемы, для которых вполне применимы при известных допущениях наиболее общие термодинамические соотношения. К таким подсистемам могут быть отнесены окислительно-восстановительные процессы, гумусообразование, обменные процессы, многие химические реакции, протекающие в почвенном растворе, и т. п. Каждая из таких элементарных систем может исследоваться и самостоятельно, с применением методов и подходов классической термодинамики.

ПОСТУПЛЕНИЕ ЭНЕРГИИ В ПОЧВУ

В настоящее время почвоведение не располагает еще необходимым запасом фактического материала для полного энергетического анализа почвы как термодинамической системы. Всего лишь около десяти лет назад один из пионеров изучения энергетики почвообразования, В. Р. Волобуев, писал: «Здесь мы находимся лишь на первом этапе, предстоит выяснение самых исходных положений. Поэтому любые суждения в области энергетики почвообразования на современном этапе могут быть только приближенными, схематичными. Но даже в такой постановке они представляют интерес» (Волобуев, 1958).

За последние годы, в частности благодаря работам Волобуева (1956, 1958, 1958а, 1959, 1959а, 1960, 1960а, 1961, 1963, 1968, 1969) и его школы (Алиев, 1966, 1966а, 1968; Буяновский, 1968; Искандеров, 1968, 1969, 1969а, 1969б), накопился определенный материал по энергетике почв, позволяющий сейчас уже количественно рассматривать эти процессы, тем более что имеются некоторые материалы в смежных с почвоведением науках, в частности в геологии (Булах, 1968; Казицын и Рудник, 1968; Злочевская, 1969), в экологии Дювиньо и Танг, 1968; Gates, 1968; Винберг, 1964, 1962а; Хильми, 1957, 1966), в биологии (Скулачев, 1969; Klotz, 1957, 1964, 1967; Паттон, 1968).

Имеются специальные работы по тепловому балансу почв и термодинамике почвенной влаги. Однако все эти работы не дают пока полного представления об энергетике почвы как целостной термодинамической системы. Это дело будущего. Сейчас можно рассматривать лишь отдельные составляющие энергетических процессов в почвах.

В настоящем разделе мы охарактеризуем поступление энергии в почву, т. е. левую часть уравнения (3). При разборе этого уравнения, выражающего первый закон термодинамики в приложении к почвам, было отмечено, что поступление энергии в систему при почвообразовании происходит двумя путями — в процессе теплообмена и в процессе массообмена.

Если система незамкнутая, а почва является именно такой системой, то изменение ее энергии вследствие внешних воздействий численно будет равно и противоположно по знаку алгебраической сумме изме-

нений энергии внешних тел и полей, взаимодействующих с системой. Поскольку термодинамический метод позволяет установить характер и направление процесса по результатам наблюдений начального и конечного состояний системы, то, используя этот метод, можно установить, является ли почва, образующаяся из горной породы, аккумулятором или, наоборот, диссипатором энергии, ранее имевшейся в горных породах, и оценить на этой основе энергетическую роль почвы в биосфере планеты в целом. Поэтому исследование источников поступления энергии в почву представляется крайне необходимым для расчета энергетического баланса.

Главным источником тепловой энергии почти для всех природных процессов, развивающихся в атмосфере, гидросфере и верхних слоях литосферы, служит солнечная радиация (Будыко, 1956, 1959). М. И. Будыко и И. П. Герасимов (1959, стр. 4) полагают, что «...тепловой и водный балансы земной поверхности в природной географической среде, как правило, являются тем главным механизмом, который определяет интенсивность и характер всех других форм обмена энергией и веществом между основными компонентами географической среды, т. е. климатическими, гидрологическими, почвообразовательными, биологическими и т. п. явлениями, происходящими на земной поверхности. Более того, следует считать, что различные пространственные вариации теплового и водного балансов земной поверхности, связанные с общими и местными факторами, в значительной мере обусловливают разнообразные географические модификации в характере этого обмена».

Сходные представления развивал раньше А. А. Григорьев (1952, 1954, 1956, 1960), считавший, что годовым радиационным балансом земной поверхности в основном определяется величина тепловой «энергетической базы» большинства природных процессов, протекающих в наружном ярусе географической оболочки. Такую же точку зрения сформулировал в своих работах В. Р. Волобуев (1963, 1969).

Согласно мнению всех этих авторов, другие источники тепловой энергии в тепловом балансе почв существенного значения не имеют. Поступление тепла на земную поверхность из внутренних слоев Земли ничтожно в сравнении с тем, что она получает от Солнца. Если из земных недр поверхность Земли получает в год около $5{,}4 \cdot 10^2$ *ккал/м*^{2}, то от Солнца она получает около $1{,}2 \cdot 10^6$ *ккал/м*^{2}, т. е. в 2200 раз больше. Энергия естественной радиации радиоактивного распада Земли также очень мала. Таким образом, солнечная радиация — практически единственный источник тепла на земной поверхности.

Поток солнечной радиации на среднем расстоянии Земли от Солнца составляет около 1000 *ккал/см*$^2 \cdot$*год*. Примерно одна четвертая часть общей величины этого потока поступает на верхнюю границу атмосферы, т. е. около 250 *ккал/см*$^2 \cdot$*год*, причем около 150 *ккал/см*^{2} поглощается, а остальная часть рассеивается в космос. Земля получает в год от Солнца $5 \cdot 10^{20}$ *ккал*.

Наиболее удобным для энергетических расчетов тепловых потоков на поверхности почвы представляется объединенное уравнение теплового и радиационного балансов земной поверхности, данное голландским ученым В. Р. ван Вийком (1963, 1968). Используя вместо символов ван Вийка обозначения, принятые в СССР, можно написать

$$(1-\alpha)\,Q = I + B + P + LE, \qquad (7)$$

где Q — суммарная солнечная радиация, приходящаяся на единицу земной поверхности (сумма прямой и рассеянной радиации); α — отражательная способность земной поверхности для коротковолновой радиации (альбедо земной поверхности); I — эффективное излучение, равное разности собственного излучения земной поверхности и противоизлучения атмосферы; B — поток тепла между подстилающей поверхностью и нижележащими слоями (поток тепла в почву вниз от поверхности); P — турбулентный поток тепла между земной поверхностью и атмосферой; LE — затраты тепла на испарение (или выделение тепла при конденсации) влаги: L — скрытая теплота испарения (≈ 600 *кал/г*); E — скорость испарения (или конденсации) влаги.

Основная масса поступающей на земную поверхность солнечной энергии тратится на процессы испарения воды (LE) и турбулентный теплообмен (P) между подстилающей поверхностью и атмосферой. Очень малая доля солнечной радиации используется растениями в биосфере, расходуется затем в сложнейшей системе биологических процессов и поступает, наконец, в почву путем массообмена. Фотосинтезирующие организмы биосферы усваивают в среднем около 0,5% приходящей на земную поверхность солнечной радиации.

Если рассматривать поток солнечной энергии на поверхность почвы и в почву с учетом реальных условий земной поверхности, то его компонента, связанная с процессами эвапотранспирации, будет резко различна в разных физико-географических условиях. Согласно закону А. А. Григорьева (1934, 1952, 1956, 1960), определяющее влияние на физико-географические процессы оказывает соотношение радиационного баланса с атмосферными осадками. Григорьев (1960, стр. 130) указывает, что «...в соответствии с периодическим законом географической зональности в основе различий строения и развития наружного яруса географической оболочки по зонам, а следовательно, и протекающих в них процессов теплообмена и влагообмена лежит величина годового радиационного баланса земной поверхности, количество годовых осадков и соотношение между радиационным балансом и количеством осадков, выраженным в тепловых единицах».

Что касается соотношения между радиационным балансом и годовыми осадками, т. е. «радиационного показателя увлажнения», или «радиационного индекса сухости» (по М. И. Будыко), то от изменения величины этого индекса зависит характер изменений величин и соотношений членов расходной части уравнения водного баланса со всеми вытекающими отсюда последствиями для структуры и развития географической оболочки.

Уравнение радиационного и теплового балансов включает в себя расход тепла на испарение с земной поверхности, последнее пропорционально величине испарения E, а испарение с земной поверхности входит в обобщенное уравнение водного баланса

$$r = f + E + b, \tag{8}$$

где r — годовое количество осадков; f — годовой поверхностный и внутрипочвенный сток; b — изменение влагосодержания верхних слоев литосферы, включая почву. Поэтому оба рассматриваемых баланса неразрывно связаны между собой и должны изучаться в тесной взаимосвязи.

Если отношение R/Lr — радиационный индекс сухости (R — радиационный баланс земной поверхности, r — годовая сумма осадков и L —

скрытая теплота испарения), а P/LE — показатель использования радиации на испарение, то эти два индекса могут хорошо характеризовать зональность физико-географических условий и расход солнечной энергии на физико-географические процессы. А. А. Григорьев (1960) приводит следующие величины этих индексов для разных условий северного полушария:

Зона (северная граница)	P/LE	R/Lr
Умеренный пояс	0,20	0,4
Южная тайга	0,27—0,43	0,6
Лиственные леса	0,46—0,50	0,8
Степь	0,55—0,60	1,0
Полупустыня	1,0 —1,1	2,0
Пустыня	1,8 —2,3	3,0
Южная пустыня	3,0 —3,8	4,0
Субтропики	5,0	6,0

Представления А. А. Григорьева и М. И. Будыко далее развил В. Р. Волобуев (1956, 1958, 1960а, 1961, 1963, 1969). Согласно В. Р. Волобуеву, суммарные затраты энергии на почвообразование Q в сходных условиях увлажненности находятся в прямой связи с радиационным балансом R в соответствии с уравнением

$$Q = aR, \tag{9}$$

где a — показатель полноты использования радиационной энергии в почвообразовании, постоянный для каждого гидроряда [1]. Величина a зависит в свою очередь от радиационного баланса и соотношения между годовым количеством осадков и природной нормой испаряемости.

В условиях одинакового радиационного баланса затраты энергии на почвообразование пропорциональны относительной увлажненности, под которой В. Р. Волобуев понимает величину

$$Kn = \frac{r}{E}, \tag{10}$$

где r — годовая норма осадков и E — годовая испаряемость.

Эмпирически им найдены зависимости

$$a = e^{-0{,}47\frac{1}{Kn}} \quad \text{и} \quad Kn = \frac{r}{40R \cdot 0{,}73},$$

которые путем несложных преобразований при подстановке в (9) дают уравнение

$$Q = Re^{-\frac{1}{m \cdot Kn}}, \tag{11}$$

где m — эмпирический показатель «биологической активности» среды, численно равный 2,13 при $a = 0{,}47$.

Уравнение (11) показывает, что затраты солнечной энергии в биогеоценозе на почвообразование Q определяются радиационным балансом R, величиной относительной увлажненности Kn и биологической активностью биогеоценоза m. Физический смысл безразмерной величи-

[1] О системе гидро- и терморядов см. в работе В. Р. Волобуева «Экология почв» (1963).

ны m, вероятно, можно установить на основе ее соотношения с фотосинтетической активностью биогеоценоза (КПД фотосинтеза).

Зависимость (11) найдена Волобуевым эмпирически, однако интересно то обстоятельство, что она очень близка по виду к физическому закону Бугера — Ламберта — Бэра, характеризующему поглощение световой энергии средой.

Если почва несет на себе достаточно сомкнутый растительный покров, то его поверхность практически совпадает с «деятельной поверхностью» (Будыко, 1956) и уравнение теплового баланса для нее можно составить в следующей форме:

$$R = LE + P + B + lA, \tag{12}$$

где l — расход энергии на ассимиляцию единицы веса CO_2 (2500 *кал/г*), A — ассимиляция CO_2 в фотосинтезе. Величина $lA = 0{,}005$ для средних условий суши, но может достигать 0,05 R и даже 0,08 R (при средней дневной относительной влажности воздуха 50%, средней дневной температуре воздуха 20° С и концентрации CO_2 в воздухе в среднем $0{,}46 \cdot 10^{-3}$ *г/л*). В этом уравнении $B + lA \ll LE + P$, что крайне важно учитывать при количественной характеристике почвенных процессов.

Подводя итоги исследованию поступления энергии в почву в процессе теплообмена, можно сказать, что «...тепловой баланс земной поверхности оказывает влияние на почвенные процессы в нескольких различных направлениях. Во-первых, от соотношения членов теплового баланса и, в частности, от теплооборота в почве существенно зависит термический режим почвы [1]. Во-вторых, тепловой баланс оказывает глубокое влияние на водный баланс почвы, включая режим влажности почвы и режим просачивания воды через верхние горизонты почвы. В-третьих, от условий теплового баланса в известной мере зависит продуктивность растительного покрова, которая определяет условия поступления в почву органического вещества, созданного в процессе фотосинтеза» (Будыко, 1959).

Если бы энергетика почвообразования определялась только процессами поступления энергии в почву в тепловой форме, то вся география почв полностью была бы связана с распределением климатов на земной поверхности и единственным законом географии почв был бы закон климатической зональности. На самом деле этого нет, и прежде всего потому, что в уравнении первого закона термодинамики для почв (4) кроме теплообменного параметра в приходной части уравнения имеется еще и массообменный параметр, учитывающий поступление энергии в почву в процессе массообмена.

Очевидно, поступление энергии в почву при массообмене будет резко различным в разных условиях почвообразования, например в элювиальном и аккумулятивном ландшафте. В первом случае мы имеем преобладание выноса вещества и связанной с ним энергии, во втором — противоположный процесс аккумуляции. Разные горные породы дают исходный субстрат для почвообразования, в разной степени обогащенный внутренней энергией: бо́льшая внутренняя энергия кислых пород, меньшая — основных и т. д. Все это приводит к огромному разнообразию массообменного фактора в реальных условиях земной поверхности и соответственно к пестроте и мозаичности почвенного покрова.

[1] Следовательно, фазовые переходы воды, процессы сорбции, скорость химических и биохимических реакций и т. п.— *Авт.*

Вопросам баланса веществ при почвообразовании в своих исследованиях уделяли внимание Ковда, Лукашев. Ныне уже составлено представление о почвообразовании как балансовом процессе (Ковда, 1966, 1967, 1968).

Для полного учета массообменного параметра энергетики почв необходимо знать полный баланс веществ в почвообразовании для каждого конкретного вида почвы. К сожалению, почвоведение такими данными пока еще не располагает. Поэтому анализ массообменного параметра приходится ограничить лишь самыми общими представлениями и отдельными его элементами.

Поступление (отток) вещества (и связанной с ним энергии) в почву связано в почвообразовании с четырьмя сложными компонентами: 1) водой, 2) живым веществом, 3) органическим неживым веществом, 4) минеральным веществом. Рассмотрим эти компоненты отдельно.

Для общего учета поступления энергии в почву с водой в процессе почвообразования можно воспользоваться представлениями В. Р. Волобуева об образовании так называемой компонентной влаги в почвах (1961). Согласно этим представлениям, верхние слои литосферы в результате выветривания и почвообразования обогащаются «компонентной» влагой, входящей в состав почв и кор выветривания и практически не участвующей в годовом влагообороте. Это вода, входящая в кристаллическую решетку минералов и в структуру живых и неживых органических компонентов почв и кор выветривания, а также прочно сорбированная влага. Каждый моль воды приносит с собой 376 *кал* внутренней энергии, поэтому происходит значительное энергетическое обогащение почв за счет этого фактора.

Кроме того, необходимо учесть в общей энергетике почвообразования роль внешней (кинетической и потенциальной) энергии воды, постоянно циркулирующей в почве в виде жидкости и газа, а также роль энергии фазовых переходов воды, которые могут давать весьма существенные энергетические эффекты. Так, для фазовых переходов воды при различных температурах термодинамические функции (в *кал/моль*) имеют следующие значения (Klotz, 1967):

	Внутренняя энергия	Энтальпия	Энтропия		Свободная энергия
t^0,C	ΔU	ΔH	ΔS	$-T\Delta S$	ΔG
—10	—1343	—1343	—4,9	1292	—51
0	—1436	—1436	—5,2	1436	0
+10	—1529	—1529	—5,6	1583	+54

Приведенные цифры показывают значительное уменьшение внутренней энергии воды при переходе от жидкого состояния в твердое при любой температуре [1]. Обратный процесс сопровождается возрастанием энергии, что, конечно, будет сказываться на всей почвенной термодинамической системе.

Можно дать некоторую количественную характеристику поступления энергии в почву с живым органическим веществом на основании исследований по биологическому круговороту углерода в некоторых экосистемах биосферы. Используя имеющиеся в литературе материалы, особенно обобщенные показатели круговорота углерода в работах Л. И. Ро-

[1] Величина ΔG показывает, что этот процесс может протекать самопроизвольно только при температуре ниже 0° С.

Таблица 6

Средний годовой поток углерода в почву в трофических цепях трех разных экосистем на одном гектаре

№ п.п.	Звенья трофической цепи	Широколиственный лес		Луговая степь		Культурное поле	
		С, *ц/га*	энергия, *ккал/га*	С, *ц/га*	энергия, *ккал/га*	С, *ц/га*	энергия, *ккал/га*
1	Вовлекается в фотосинтез	250	$2{,}5 \cdot 10^8$	200	$2 \cdot 10^8$	40	$4 \cdot 10^7$
2	Сжигается в процессе вегетации	125	$1{,}25 \cdot 10^8$	100	$1 \cdot 10^8$	20	$2 \cdot 10^7$
3	Годовая продукция фитомассы	125	$1{,}25 \cdot 10^8$	100	$1 \cdot 10^8$	20	$2 \cdot 10^7$
4	Съедается фитофагами	50	$5 \cdot 10^7$	40	$4 \cdot 10^7$	—	—
5	Остается всего фитомассы	75	$7{,}5 \cdot 10^7$	60	$6 \cdot 10^7$	20	$2 \cdot 10^7$
6	Сжигается в жизнедеятельности фитофагов	37,5	$3{,}75 \cdot 10^7$	30	$3 \cdot 10^7$	—	—
7	Годовая продукция массы фитофагов	12,5	$1{,}25 \cdot 10^7$	10	$1 \cdot 10^7$	—	—
8	Съедается хищниками 1-го порядка	5	$5 \cdot 10^6$	4	$4 \cdot 10^6$	—	—
9	Остается зоомассы фитофагов	7,5	$7{,}5 \cdot 10^6$	6	$6 \cdot 10^6$	—	—
10	Сжигается в жизнедеятельности хищников 1-го порядка	2,5	$2{,}5 \cdot 10^6$	2	$2 \cdot 10^6$	—	—
11	Годовая продукция массы хищников 1-го порядка	2,5	$2{,}5 \cdot 10^6$	2	$2 \cdot 10^6$	—	—
12	Съедается хищниками 2-го порядка	1,25	$1{,}25 \cdot 10^6$	1	$1 \cdot 10^6$	—	—
13	Остается зоомассы хищников 1-го порядка	1,25	$1{,}25 \cdot 10^6$	1	$1 \cdot 10^6$	—	—
14	Сжигается в дальнейшей цепи	0,50	$5 \cdot 10^5$	0,50	$5 \cdot 10^5$	—	—
15	Остается биомассы в дальнейшей цепи	0,75	$7{,}5 \cdot 10^5$	0,50	$5 \cdot 10^5$	—	—
16	Всего остается биомассы (5++9+13+15)	84,5	$8{,}45 \cdot 10^7$	67,5	$6{,}75 \cdot 10^7$	20	$2 \cdot 10^7$
17	Отчуждается человеком	—	—	—	—	10	$1 \cdot 10^7$
18	Ежегодно опадает и отпадает	30	$3 \cdot 10^7$	65	$6{,}5 \cdot 10^7$	10	$1 \cdot 10^7$
19	Истинный годовой прирост биомассы	54,5	$5{,}45 \cdot 10^7$	2,5	$2{,}5 \cdot 10^6$	—	—
20	Остается в подстилке и почве и поступает на синтез гумуса	12	$1{,}2 \cdot 10^7$	26	$2{,}6 \cdot 10^7$	4	$4 \cdot 10^6$
21	Аккумулируется в гумусе	4,8	$4{,}8 \cdot 10^6$	10,4	$1{,}04 \cdot 10^7$	1,6	$1{,}6 \cdot 10^6$
22	Аккумулируется в гумусе, % от вовлекаемого в фотосинтез	1,9	1,9	5,2	5,2	4;0	4,0

дина и Н. И. Базилевич (1965), П. Дювиньо и М. Танга (1968), А. А. Ничипоровича (1955) и других, можно составить следующую схему энергетического потока в почву в различных экосистемах (табл. 6).

При расчете энергетического потока в табл. 6 принято, что 1 *ц* углерода биомассы соответствует $1 \cdot 10^6$ *ккал* энергии. Оценивая данные таблицы, нужно иметь в виду, что эти усредненные показатели в конкретных экосистемах могут сильно отличаться от приведенных. Приведен-

ные величины показывают лишь общую картину энергетического потока в почву в процессе годового создания и отмирания биомассы. Следует отметить, что в результате всего сложного комплекса процессов жизнедеятельности организмов, начало которому дает фотосинтез, в почву в конечном итоге поступает только 2—5% энергии, вовлекаемой зелеными организмами в процессе фотосинтеза, т. е. около 0,01—0,02% поступающей на земную поверхность солнечной энергии.

Таким образом, ежегодно в почву поступает с мертвым органическим веществом $4 \cdot 10^6$—$26 \cdot 10^6$ *ккал/га* энергии, представляющей собой солнечную энергию, трансформированную фотосинтезом и аккумулированную в виде химической энергии органических соединений. При коэффициенте гумификации 0,4 это дает годовую аккумуляцию энергии в почвенном гумусе $2 \cdot 10^6$ — $10 \cdot 10^6$ *ккал/га.* Именно на величину этого порядка в среднем ежегодно пополняется запас внутренней энергии почвы за счет биологического массообмена почвы и организмов. Правда, это лишь приходная часть баланса органического вещества почвы: одновременно идет и процесс минерализации почвенного гумуса, сопровождающийся потерей энергии. Но в целом для почв баланс органического вещества всегда положительный, в результате чего все почвы суши в той или иной мере обогащены органическим веществом и принесенной с ним энергией.

Таким образом, общепланетарной функцией почвенного покрова в биосфере является накопление устойчивого комплекса органических веществ (гумуса) и с ним значительных ресурсов скрытой энергии, полученной от растений и животных (Ковда, 1970). Порядок величин для запасов биомассы и энергии, связанных с организмами суши, и для запасов гумуса в наземных почвах оказался одним и тем же. Больше того, в травянистых ландшафтах суши запасы энергии в гумусовой оболочке в 20—30 раз превышают запасы энергии в растительной биомассе. В лесных ландшафтах запасы фитомассы и ее энергии превышают в 2—4 раза запасы органики и энергии лесных почв.

Приведем следующие данные о биомассе и гумусовой оболочке суши (Ковда, 1970):

	Масса, *т*	Энергия, *ккал*
Биомасса суши	$3—5 \cdot 10^{12}$	$1{,}5 \cdot 10^{19}$
Гумусовая оболочка	$2{,}4 \cdot 10^{12}$	$1{,}3 \cdot 10^{19}$

Отношение их выражается такими цифрами:

	Масса	Энергия
Биомасса леса : гумус	2—10	2—4
Гумус : биомасса трав	10—20	20—30

Эти данные показывают, как велика роль почвенных органических веществ и запасов энергии гумусовой оболочки в создании зообиомассы и так называемой вторичной продуктивности. Существуют не только установленные ранее пищевые цепи прямого типа:

растения→фитофаги→хищники→некрофаги→бактерии→почвы,

но и пищевые цепи обратного типа:

гумус почв→гумофаги→мелкие хищники→крупные хищники.

Значение почвенного покрова не исчерпывается, так сказать, «обслуживанием» нужд растений в создании фитобиомассы. Почвы с их гуму-

совой оболочкой выступают сами как питательная среда, производящая зообиомассу разного уровня. С этой точки зрения почвенный покров как компонент биосферы представляет собой универсальный земной аккумулятор и экономный распределитель наиболее ценной для поддержания жизни части энергии, связанной в гумусе и необходимой для нормального обмена и круговорота веществ в природе (Ковда, 1970).

Что касается самого процесса гумификации, т. е. превращения мертвого органического вещества экосистемы в почвенный гумус при посредстве макро- и микроорганизмов, то с энергетической стороны он еще не изучен. Можно отметить лишь экспериментальные работы С. А. Алиева (1966), проводившего опыты с разложением корней люцерны в различных почвах Азербайджана. Им отмечено, что в процессе гумификации корней люцерны происходит относительное уменьшение бедных энергией веществ (крахмал, гемицеллюлоза) и соответственное увеличение обогащенных энергией соединений (протеины, лигнин). В гумифицированных корнях люцерны удельная внутренняя энергия выше, чем в свежих, на 800—900 *кал/г*. Таким образом, процесс гумификации сопровождается ростом удельной внутренней энергии почвенного органического вещества, что еще более повышает роль углеродного массообмена в поступлении энергии в почву. Почвенный гумус богаче энергией на единицу массы, чем поступающее в почву мертвое органическое вещество.

Следующий источник поступления энергии в почву путем массообмена связан с миграцией минеральных и органических веществ в экосистеме и ландшафтах. Этот вопрос разработан еще крайне недостаточно, и здесь возможны лишь самые общие соображения, поскольку нет пока количественных характеристик баланса минеральных веществ в почвообразовании.

Если говорить о полном балансе энергии в почвообразовании в соответствии с уравнением (4) первого закона термодинамики, то в первую очередь нужно количественно охарактеризовать ту внутреннюю энергию системы, которую дает для формирующейся почвы исходная материнская порода. Имея данные о химическом и минералогическом составе горных пород, их степени дисперсности и пористости, можно расчетным путем, с известными оговорками и с некоторым приближением, оценить величину их внутренней энергии. Путь такого расчета будет показан далее, на примере вычисления внутренней энергии почв.

Первичные горные породы, служащие исходной основой для почвообразования, обогащены энергией глубинных процессов планеты. Попадая в иные термодинамические условия земной поверхности, они претерпевают под воздействием экзогенных факторов существенные изменения структуры и состава, что сопровождается и энергетическими преобразованиями.

В последнее время появилась оригинальная гипотеза об обогащенности горных пород земной коры солнечной энергией, прошедшей через биологические процессы. Авторы ее выдвинули предположение о гипергенном происхождении энергии процессов, действующих сейчас в верхних слоях мантии (Лебедев, 1953, 1957; Белов и Лебедев, 1957). Согласно этой гипотезе, разрушение минералов первичных горных пород происходит в процессе выветривания с значительной затратой энергии, но одновременно образуются продукты выветривания, имеющие более высокий энергетический уровень. Такими продуктами являются глинные минералы коры выветривания, обогащенные кремнеземом, глиноземом

и окислами железа. Авторы гипотезы отмечают, что целый ряд процессов вторичного минералообразования в зоне гипергенеза происходит за счет энергии биогенных агентов, что особенно четко прослеживается при каолинизации или аллофанизации первичных алюмосиликатов.

В процессе выветривания первичных горных пород происходит пространственное разобщение щелочей и щелочных земель от кремнезема и глинозема, присоединение воды и перестройка координационных связей между кремнием, алюминием и кислородом. Все это сопровождается аккумуляцией энергии в продуктах гипергенеза. Дополнительное обогащение продуктов выветривания энергией происходит во время их транспортировки в депрессии земной поверхности за счет гидратации. Когда эти продукты путем тектонических процессов погружения попадают в глубинные зоны планеты, происходит обратный процесс освобождения энергии в результате экзотермических реакций воссоединения щелочей и щелочных земель с кремнеземом и глиноземом, дегидратации и перестройки связей.

Концепция гипергенной аккумуляции солнечной энергии в минеральных веществах земной коры хотя и оспаривается некоторыми учеными (Коржинский, 1955), все же представляется весьма интересной и плодотворной, поскольку позволяет связать в единую энергетическую систему процессы зоны гипергенеза и показать единство энергетической базы биологического и геологического круговоротов веществ на планете.

С рассмотренной точки зрения кора выветривания первичных (вулканических, плутонических) горных пород и почвенная оболочка представляются исключительно сложной открытой энергетической системой, в которой сочетаются как экзотермические, так и эндотермические минеральные и биогенные преобразования.

С одной стороны, как отмечал Б. Б. Полынов (1917, 1934), в коре выветривания минералы, образовавшиеся при иных давлениях и температуре, преобразуются с выделением энергии, переходя в более устойчивые для данных термодинамических условий состояния. Примером таких преобразований может служить переход серы, выбрасываемой при вулканизме, в гипс:

$$S_{пар} \rightarrow S_{тв},$$

$$S + 3O \rightarrow SO_3 + 1814 \text{ ккал.}$$

$$SO_3 + H_2O \rightarrow H_2SO_4 + 374 \text{ ккал.}$$

$$H_2SO_4 + K_2CO_3 \rightarrow K_2SO_4 + H_2O + CO_2 + 3381 \text{ ккал.}$$

$$K_2SO_4 + CaCl_2 \rightarrow CaSO_4 + 2KCl + 2{,}18 \text{ ккал.}$$

$$CaSO_4 + 2H_2O \rightarrow CaSO_4 \cdot 2H_2O + 5 \text{ ккал.}$$

С другой стороны, многие процессы выветривания, особенно сложных алюмосиликатов, требуют существенных затрат энергии. Примером таких преобразований могут служить приводимые В. Р. Волобуевым (1963) реакции выветривания адуляра и силлиманита:

$$K_2Al_2Si_6O_{16} + 8H_2O \rightarrow 6SiO_2 + 2Al(OH)_3 + 2(KOH \cdot 2H_2O) - 45{,}75 \text{ ккал;}$$

$$Al_2SiO_5 + 3H_2O \rightarrow 2Al(OH)_3 + SiO_2 - 40{,}21 \text{ ккал.}$$

Кроме того, надо еще принять во внимание, что в результате гипергенного преобразования резко увеличивается степень дисперсности первичных горных пород вплоть до возникновения коллоидных систем.

Отсюда колоссальный рост внутренней поверхности продуктов выветривания и соответствующий рост поверхностной энергии, которая является составной частью внутренней энергии дисперсной системы.

В результате всех этих процессов продукты выветривания в целом должны были бы быть значительно обогащенными энергией по сравнению с первичными горными породами земной коры, а поскольку почвы формируются в верхней части (или во всей ее толще) коры выветривания, то, очевидно, минеральная часть почв должна была бы быть обогащена внутренней энергией по сравнению с исходными горными породами. Расчеты, однако, пока не позволяют подтвердить или опровергнуть это положение, поскольку еще нет данных по балансу веществ при выветривании и почвообразовании.

Далее необходимо учесть те компоненты этого параметра, которые связаны с миграцией минеральных и органических веществ в сопряженных почвенно-геохимических ландшафтах, т. е. с выносом веществ за пределы почвенного профиля в элювиальных условиях или, наоборот, с аккумуляцией веществ в профиле в аккумулятивных условиях. Существенное значение имеет и относительное перераспределение в почвенной толще минеральных веществ. Например, при почвообразовании на известняках в элювиальном ландшафте почвенная толща будет постепенно терять компоненты с малым запасом энергии (щелочи и щелочные земли) и относительно обогащаться компонентами с большим запасом энергии (кремнезем, окислы железа и алюминия). Весь этот баланс веществ в почвообразовании и связанный с ним баланс энергии, т. е. точный учет массообменного параметра прихода энергии на основе баланса веществ в почвообразовании, исключительно сложен и требует предварительного накопления достаточного количества соответствующих материалов.

Известны пока лишь отдельные составляющие баланса веществ в почвообразовании (солевой баланс, водный баланс, баланс гумуса), что, конечно, для полных расчетов недостаточно. Предварительные попытки расчета баланса веществ в почвообразовании связаны с рядом допущений, которые приводят к результатам, весьма далеким от желаемой точности.

Необходимо еще упомянуть о четырех геологических источниках энергии для выветривания и почвообразования, которые мы пока не можем оценить количественно из-за отсутствия соответствующих материалов. Это энергия тектонических движений земной коры, включая поднятия, опускания и землетрясения, энергия вулканов, термальных источников, энергия газовых эффузий.

Тектонические поднятия и опускания определенно играют роль в энергетике гипергенных процессов, создавая градиенты высоты и тем самым изменяя потенциальные запасы кинетической энергии, что играет особенно существенную роль в процессах гипергенной миграции веществ.

Извержения вулканов всегда сопровождаются аккумуляцией на поверхности окружающих территорий минеральных веществ, обогащенных глубинной энергией Земли. Роль термальных источников в этом плане также качественно ясна, хотя пока нет количественных данных для ее оценки.

Вопрос об энергии газовых эффузий наиболее сложен, поскольку неизвестны даже качественные параметры этого явления. В местах выходов на поверхность газовых источников происходит приход веществ и приносимой с ними энергии. Одновременно есть основания полагать, что

из глубинных слоев Земли, особенно в районах газовых, угольных и нефтяных месторождений, занимающих, как известно, огромные территории, постоянно происходит медленная диффузия газов сквозь толщу пород к поверхности почвы, которая их полностью или частично поглощает. Если это так, то такие газы должны играть существенную роль в аккумуляции почвенного гумуса и соответствующей энергии.

Оценивая в целом проблему поступления энергии в почву путем теплообмена и массообмена, необходимо обратить внимание на следующее обстоятельство. Основная часть солнечной энергии, падающей на земную поверхность, поступает в почву в виде тепловой энергии и расходуется на процессы, связанные с влагооборотом и теплообменом в системе почва — организмы — атмосфера — гидросфера — литосфера. Эта часть солнечной энергии, составляющая минимум 99,9% ее общей суммы, уходит из почвы в виде тепловой энергии. Только незначительная часть ее, не более 0,1%, трансформируется в энергию химических связей органических и минеральных веществ и аккумулируется в почве, пополняя запас ее внутренней энергии.

Таким образом, если с рассмотренной точки зрения исследовать уравнение первого закона термодинамики в его общей форме (3), то мы увидим, что параметр приходной части δQ практически полностью расходуется на работу системы по преодолению внешних воздействий δA, а изменение внутренней энергии системы dU, следовательно, почти целиком связано с массообменным параметром $\sum_{1}^{i} \mu_i \delta M_i$, в который включается и трансформированная фотосинтезом энергия Солнца, т. е.

$$\delta Q \simeq \delta A \tag{13}$$

и

$$\sum_{1}^{i} \mu_i \, \delta M_i \simeq dU. \tag{14}$$

Этот вывод имеет существенное значение для исследования энергетики процесса почвообразования. И самое важное следствие этого заключения связано с тем, что прежде чем изучать баланс энергии в почвообразовании, необходимо знать соответствующий баланс веществ, вовлеченных в почвообразование. Только таким путем можно подойти к полному учету энергетики почвенной системы.

В обобщенной форме можно приблизиться к решению этой проблемы путем сопоставления вещественного состава исходной материнской породы и сформированной из нее почвы, если имеются соответствующие для этого данные. Найдя таким путем суммарные изменения состава вещества в процессе почвообразования (разница между исходным и конечным состояниями) посредством несложных, но громоздких расчетов, можно будет получить представление и об изменении внутренней энергии почвенной системы. Подобные расчеты ограничиваются тем обстоятельством, что в реальных условиях мы очень редко можем с полной достоверностью установить состав исходной почвообразующей породы для большинства существующих почв. Второе ограничение заключается в том, что можно лишь с бо́льшим или меньшим приближением установить изменение первоначального объема породы, из которого сформировался существующий объем почвы, а между тем объем почвы служит основным параметром при всех массообменных расчетах.

ЗАПАС ЭНЕРГИИ В ПОЧВАХ

Говоря о запасе энергии в почвах, следует иметь в виду, что пока еще нет способов определения всего запаса энергии в материальных телах. Как известно, полный запас энергии тела равен произведению его массы на квадрат скорости света mc^2, но это выражение ничего не говорит о видах энергии и их соотношениях в системе. Поэтому приходится либо анализировать изменения энергетического состояния, либо говорить о запасах некоторых видов энергии, что допускается основными законами термодинамики.

Общий запас аккумулированной в почвах внутренней энергии (внешняя энергия системы нами не рассматривается) может быть определен исходя из правила аддитивности энергии по уравнению

$$U = \sum_{1}^{p} K_p U_p - E_f, \tag{15}$$

где U_p — внутренняя энергия фазы p почвенной системы; K_p — весовая или объемная доля этой фазы в почве; E_f — энергия поверхностного взаимодействия.

Если почву рассматривать как пятифазную систему, в которой p_1 — органическое вещество (гумус), p_2 — минеральное вещество, p_3 — почвенный раствор, p_4 — почвенный воздух и p_5 — живое вещество, то уравнение (15) превращается в

$$U = K_1U_1 + K_2U_2 + K_3U_3 + K_4U_4 + K_5U_5 - E_f. \tag{16}$$

Попробуем рассмотреть все слагаемые этого уравнения, с тем чтобы оценить внутреннюю энергию почв в целом.

Первое слагаемое уравнения (16) представляет собой энергию органического вещества, гумуса почв. Как мы знаем, почвенный гумус — это исключительно сложная по составу система, состоящая из разнообразных специфических и неспецифических органических веществ, а при существующих методах определения включающая также и плазму живых микроорганизмов. Тем не менее, пока нет детальных исследований по энергии отдельных компонентов гумуса, для получения общих представлений можно воспользоваться некоторыми обобщенными показателями, используя в качестве характеристики внутренней энергии гумуса теплоту его сгорания.

Прямых определений теплоты сгорания гумуса и его компонентов проведено немного (Алиев, 1966, 1966а, 1968, 1968а). Имеются также попытки определения запасов энергии в почвенном гумусе путем пересчетов (Алиев, 1966, 1966а, 1968а; Буяновский, 1968, 1969; Волобуев, 1963 и др.; Ковда и Якушевская, 1971; Ковда, 1970; Мовсесян, 1959; Тюрин, 1937). Большинство авторов исходят в своих расчетах из средних значений калорийности органического вещества, для которых в литературе приводятся разные величины. Для 1 *т* сухого органического вещества биосферы принимались следующие эквиваленты энергии (в *ккал*):

Е. И. Рабинович, 1951	$5 \cdot 10^6$
В. Р. Волобуев, 1960	$3{,}7 \cdot 10^6$
П. Дювиньо, 1967	$4 \cdot 10^6$
Б. Е. Быховский и Л. Г. Баиников, 1967	$4{,}6 \cdot 10^6$
Л. А. Ничипорович, 1955, 1967	$3{,}8 \cdot 10^7$
В. А. Ковда и И. В. Якушевская, 1970	$5 \cdot 10^6$

Вероятно, средняя величина $5 \cdot 10^6$ *ккал* на 1 *т* сухого органического вещества будет приемлемой для всех энергетических расчетов (5 *ккал*, или 5000 *кал* на 1 *г*).

Близкие величины путем прямых определений теплоты сгорания получил С. А. Алиев (1966, 1968, 1968а, табл. 7).

Зная состав гумуса в почвах и теплоту сгорания отдельных его фракций, Алиев рассчитал также общую теплоту сгорания гумуса для разных почв (см. табл. 7).

Таблица 7

Теплота сгорания различных фракций гумусовых соединений почв Азербайджана, *кал/г*
(по Алиеву, 1968а)

Почва	Спиртобензольная фракция	Гуминовые кислоты	Фульвокислоты	Гумины	Гумус в среднем
Горно-луговая	В среднем для всех почв	4640	В среднем для всех почв	4510	6240
Горный чернозем		4510		4200	5170
Коричневая	8480	4370	4520	4080	5270
Темно-каштановая		5100		4360	6020
Серозем		5280		4520	6040
Луговая сазовая		4830		4050	6540

Близкие величины получаются для теплоты сгорания гуминовых кислот и путем расчета по атомарному составу, причем на основании экспериментальных исследований Алиев (1966) предлагает вместо классической формулы Д. И. Менделеева для топлива

$$Q_B = 81C + 300H - 26(O - S) \text{ кал/г} \quad (17)$$

использовать для гумуса эмпирическую формулу

$$Q_B = 90C + 34{,}4H - 50(0{,}87O - 4N) \text{ кал/г}, \quad (18)$$

где C, H, O, N, S выражают процентное содержание соответствующих элементов. Величины, рассчитанные по этой формуле, несколько ниже экспериментальных, но лежат в пределах точности общих расчетов энергии и могут быть использованы. Таким образом, для гумуса в среднем можно принять величину 5500 *кал/г*, или $5{,}5 \cdot 10^6$ *ккал/т*, как наиболее реальную для расчетов запаса энергии органического вещества почв.

Имея данные по запасам гумуса в почве, можно рассчитать на этой основе и общий запас энергии, связанной с почвенным гумусом. Следующие примеры дают представление об общем запасе энергии почвенного гумуса в метровой толще некоторых почв:

Почва	Запас гумуса в слое 1 *м*, *т/га*	Запас энергии в слое 1 *м*, 10^6 *ккал/га* (10^4 *ккал/м²*)
Тундровая	40	2,2
Дерново-подзолистая	99	5,4
Луговая пойменная	300	16,5
Серая лесная	215	11,8
Типичный чернозем	550	30,2
Серо-бурая пустынная	80	4,4

Если принять суммарный запас почвенного гумуса для всей суши земного шара равным $2{,}4 \cdot 10^{12}$ *т* (Успенский, 1956; Ковда и Якушевская, 1971), то общее накопление внутренней энергии в нем составит на земном шаре примерно $1{,}3 \cdot 10^{19}$ *ккал* (принимая коэффициент $5{,}5 \cdot 10^6$ *ккал/т*).

Что касается внутренней энергии минеральной части почв, т. е. второго слагаемого в уравнении (16), то определить ее прямым путем не представляется возможным. Однако величину U минеральной части почв можно приближенно рассчитать на основании представлений А. Е. Ферсмана и А. Ф. Капустинского об энергии кристаллической решетки и методах ее расчета.

Энергия кристаллической решетки минеральных компонентов позволяет с известным приближением судить об их внутренней энергии. Понятие об энергии кристаллической решетки минералов ввел в науку М. Борн в начале нашего столетия, что было особенно плодотворным для геохимии и кристаллохимии.

Существуют различные определения энергии кристаллической решетки у разных авторов и различные методы ее расчета. В наиболее общей форме энергия кристаллической решетки минералов — это суммарная потенциальная энергия кристалла, т. е. энергия, которую нужно затратить для разрушения одного грамм-моля вещества и удаления в бесконечность составляющих его ионов. Детали и обоснование расчетов энергии кристаллической решетки хорошо разработаны в геологии для различных процессов преобразования земной коры (Бокий, 1954, 1960; Булах, 1968; Казицын и Рудник, 1968).

Простым и надежным методом признан метод расчета, при котором энергия кристаллической решетки рассматривается как сумма энергий решеток слагающих минералы простых бинарных компонентов, в частности окислов. Возможность подобного подхода вытекает из того признаваемого кристаллохимией факта, что энергия решетки сложного по составу вещества с достаточным приближением может быть рассчитана как сумма энергий отдельных нейтральных групп, слагающих это соединение (Бокий, 1954, 1960). Отсюда и энергию горной породы или минеральной части почв можно рассчитать как сумму энергий слагающих ее окислов (Казицын и Рудник, 1968; Волобуев, 1968; Горбунов, 1970).

Расчет энергии кристаллической решетки отдельных окислов можно вести по формуле А. Е. Ферсмана (1937)

$$U_2^i = 256{,}1 \cdot \left(a \frac{W_1^2}{2r_1} + b \frac{W_2^2}{2r_2} \right), \tag{19}$$

где W_1 и W_2 — валентности ионов; r_1 и r_2 — радиусы ионов; a и b — числа ионов в молекуле соответствующего окисла.

Этот же расчет можно вести также по одной из формул А. Ф. Капустинского (1934, 1936, 1943, 1949):

$$U_2^i = 256{,}1 \frac{\Sigma N_i \cdot a_k \cdot a_a}{r_k + r_a}, \tag{20}$$

или

$$U_2^i = 287{,}2 \frac{\Sigma N_i \cdot a_k \cdot a_a}{r_k + r_a} \left(1 - \frac{0{,}345}{r_k + r_a} \right), \tag{21}$$

где N_i — число ионов; a_k и a_a — валентности катиона и аниона; r_k и r_a — ионные радиусы катиона и аниона. Во всех случаях энергия кристаллической решетки окисла U_2^i выражается в *ккал/моль*.

Дальнейший процесс нахождения энергии кристаллической решетки U_2 минерала, породы или минеральной части почв сводится к простому суммированию энергией решеток отдельных окислов, входящих в их состав:

$$U_2 = \sum_1^i U_2^i . \tag{22}$$

А. Е. Ферсман (1937) приводит следующие величины энергии кристаллической решетки некоторых широко встречающихся в почвах минералов и отдельных окислов (*ккал/моль*):

Са-анортит	10 372	K_2O	547
Альбит	11 473	H_2O	376
Ортоклаз	11 500	CO_2	4100
Флогопит	13 977	MnO	909
Мусковит	16 071	SiO_2	2994
Каолинит	11 005	Al_2O_3	3618
NaCl	180	F_2O_3	3829
KCl	164	CaO	790
$CaCl_2$	545	TiO_2	2945
$MgCl_2$	603	FeO	940
FeS	840	P_2O_5	9921
MgO	935	SO_3	6801
Na_2O	556		

Приведенные величины могут быть использованы для расчета внутренней энергии минеральной части почв. Такие попытки были сделаны В. Р. Волобуевым (1968), рассчитавшим энергию кристаллической решетки минеральной части различных типов почв, которая, по его данным, колеблется от 3830 до 4950 *ккал*/100 *г*.

Естественно, при подобном расчете получается наибольшая внутренняя энергия для почв, относительно наиболее богатых кремнеземом и полуторными окислами, а наименьшая — для сильнокарбонатных почв, что связано с величинами энергий для соответствующих окислов. Отсюда Волобуев делает вывод, что, вероятно, остаточные минералы группы кремнезема или глинозема и окислов железа потому и накапливаются в почвах, что богаты внутренней энергией, т. е. имеют более прочную кристаллическую решетку. Однако прямой связи здесь не существует, особенно если принять во внимание большую потенциальную энергию окислов фосфора и серы и сопоставить это с их ролью в биосфере и в геохимической миграции веществ. Весьма вероятно, что наши представления об остаточной относительной аккумуляции кремнезема и глинозема несколько преувеличены, а их вторичная абсолютная аккумуляция и миграция, наоборот, недооцениваются.

Расчет запаса и удельной внутренней энергии минеральной части почв ведется следующим образом. Прежде всего необходимо найти удельную внутреннюю энергию минеральной части почвы по уравнению

$$U_2^{dn} = 10^{-2} \sum M_i U_2^i , \tag{23}$$

где M_i — молекулярное количество окисла; $U_2{}^i$ — внутренняя энергия окисла, *ккал/моль*; $U_2{}^{dn}$ — удельная энергия минеральной части почвы в слое n, *ккал/г*; 10^{-2} — коэффициент для перевода на 1 *г*.

Величина молекулярного количества окисла в составе почвы находится из данных валового состава, выраженного в процентах на воздушно-сухую навеску, по формуле

$$M_i = \frac{a_i}{M}, \tag{24}$$

где a_i — процентное содержание окисла и M — молекулярный вес окисла.

Величина U_2^i может быть найдена в работе А. Е. Ферсмана или в любых руководствах по геологической термодинамике.

Имея исходную величину U_2^{dn} для каждого слоя почвы, можно рассчитать запас внутренней энергии ее минеральной части как для отдельных слоев, так и для определенной толщи почвы в целом на расчетную площадь. Запас внутренней энергии минеральной части почвы в слое n определится из выражения

$$U_2^n = S \cdot h_n \cdot d_{vn} \cdot U_2^{dn}, \tag{25}$$

где U_2^n — запас внутренней энергии минеральной части в слое n, *ккал* на расчетную площадь; S — расчетная площадь, *см*^{2}; h_n — мощность слоя n, *см*; d_{vn} — объемный вес почвы слоя n, *г/см*^{3}; U_2^{dn} — удельная внутренняя энергия минеральной части почвы слоя n, *ккал/г*.

Запас внутренней энергии минеральной части в общей толще почвы мощностью h на расчетной площади определится из выражения

$$U_2^h = \sum_1^n U_2^n . \tag{26}$$

Использовав указанные выражения, мы подсчитали запас внутренней энергии минеральной части нескольких почв. Соответствующие величины приведены в табл. 8.

Таблица 8

Запас внутренней энергии в почвах, 10^5 *ккал/м*^{2}

Почва	Мощность слоя почвы, *см*	K_1U_1, связанная с гумусом	K_2U_2 в кристаллической решетке минералов	K_3U_3, связанная с водой (в воздушно-сухом состоянии)	U, полная внутренняя энергия твердой фазы почвы	Удельная внутренняя энергия почвы	
						ккал/г	*ккал/см*^{3}
Мощный тучный типичный чернозем на лёссовидном суглинке, Курская обл.	0—50	2,03	227,9	2,9	232,83	41,58	46,57
	50—100	0,94	262,8	3,3	267,04	43,42	53,41
	0—100	2,97	490,7	6,2	499,87	42,50	49,99
Желтоземно-подзолистая почва на древнем аллювии, Риони, Западная Грузия	0—50	1,47	229,2	11,0	241,67	39,61	48,33
	50—100	0,37	281,4	11,8	293,57	39,40	58,71
	0—100	1,84	510,6	22,8	535,24	39,50	53,52
Лугово-глеевая рисовая почва на древнем аллювии, р. Ирравади	0—50	0,35	318,7	8,2	327,25	47,78	65,45
	50—100	0,13	340,9	8,3	349,33	43,67	69,87
	0—100	0,48	659,6	16,5	676,58	43,23	67,66
Торфянистый подзол со вторым гумусовым горизонтом на песке, Ярославская обл.	0—50	0,55	253,3	5,3	259,15	41,13	51,83
	50—100	1,01	337,7	1,8	340,51	45,70	68,10
	0—100	1,56	591,0	7,1	663,56	43,42	66,36

Чтобы читателю было легче усвоить принцип описанного метода расчета, приведем пример для горизонта 0—10 *см* типичного чернозема:

	M	U_2^i	a^i	M_i	$M_i U_2^i$
SiO_2	60	2994	68,15	1,136	3401
Fe_2O_3	160	3829	3,71	0,023	88
Al_2O_3	102	3618	9,21	0,090	326
CaO	56	790	1,69	0,030	24
MgO	40	935	0,98	0,025	24
K_2O	94	547	1,98	0,021	11
Na_2O	62	556	0,70	0,011	6
P_2O_5	142	9921	0,32	0,002	20
SO_3	80	6801	0,42	0,005	34

$\Sigma M_i U_2^i = 3934$;

$U_2^{d(0-10)} = 3934 \cdot 10^{-2} = 39{,}34$ *ккал/г*;

$U_2^{0-10} = 10000 \cdot 10 \cdot 0{,}97 \cdot 39{,}34 = 3{,}82 \cdot 10^6$ *ккал/м²* в слое 10 *см*.

Третье слагаемое в уравнении (16) представляет собой внутреннюю энергию почвенного раствора, который в первом приближении пока можно рассматривать как воду, имеющую определенную упорядоченную структуру в почве, подобную структуре кристаллов и, следовательно, обладающую энергией кристаллической решетки. Минеральные компоненты почвенного раствора учтены соответственно в минеральной части почвы по данным анализа валового состава. Для грубого приближения это вполне допустимо. Внутренняя энергия воды в почве, естественно, является величиной переменной в соответствии с крайней вариабельностью содержания воды в почве. Однако если расчет вести на какое-то определенное состояние, то некоторые сопоставления оказываются вполне возможными.

Для воды известны многие константы и, в частности, известны основные термодинамические функции в стандартных условиях. Таким образом, внутренняя энергия почвенной влаги может быть вычислена различным образом, но лучше всего для целей сопоставления рассчитать ее по описанному выше методу вычисления энергии кристаллической решетки, используя для воды величину 376 *ккал/моль*.

Соответственно если в приведенном выше примере горизонта 0—10 *см* типичного чернозема содержание воды в воздушно-сухой почве составляет 2,90%, то

	M	$U_в^i$	a_i	M_i	$M_i U_в^i$	$U_в^{d(0-10)}$	$U_в^{0-10}$
H_2O	18	376	2,90	0,161	60	0,6 *ккал/г*	$0{,}06 \cdot 10^6$ *ккал/м²*

Почва, в естественных условиях содержащая значительный запас воды, достигающий временами 30—40% общего почвенного объема, характеризуется иными параметрами. Запас внутренней энергии воды в почве в состоянии полной влагоемкости может быть в 5—10 раз выше, чем в воздушно-сухой почве.

Что касается четвертого слагаемого, т. е. почвенного воздуха, то расчет его внутренней энергии крайне сложен. Величина эта весьма динамична в реальных условиях и должна рассматриваться в специаль-

ном исследовании. Расчет внутренней энергии газовой смеси можно вести по уравнениям

$$U = \int_{v\infty}^{v} \left[T \left(\frac{\partial P}{\partial T} \right)_v - P \right] dV + U^0 , \tag{27}$$

$$U^0 = \sum_{i=1}^{N} n_i U_i^0 , \tag{28}$$

$$U_i^0 = \int_{T_0}^{T} C_{v_i}^0 \, dT + U_{0_i}^0 , \tag{29}$$

где интегрирование в уравнении (27) производится при постоянных значениях n_i и температуры, равной температуре T смеси, от очень большого объема системы $v\infty$, при котором она является смесью идеальных газов, до ее объема v в рассматриваемом состоянии (T — температура системы, P — давление в системе, v — объем системы, U° — внутренняя энергия системы в состоянии $v\infty T$); N — число компонентов газовой смеси; n_i — молярная концентрация i-го газа в смеси; U_i° — внутренняя энергия i-го газа в состоянии ($v\infty T$); C_v° — объемная теплоемкость i-го газа в стандартном состоянии; U_{oi}° — внутренняя энергия i-го газа в стандартном состоянии (Справочник по физике, 1965).

Получающаяся при расчете по уравнению (27) величина внутренней энергии почвенного воздуха настолько мала по сравнению с величинами U_1, U_2 и U_3, что можно свободно ею пренебречь при приближенном расчете полной внутренней энергии почвы.

Пятое слагаемое в уравнении (16) представляет собой внутреннюю энергию живых организмов и корней растений, населяющих почву. Оценить эту величину сейчас довольно сложно, так как энергия живого вещества не равноценна тем видам энергии, которые рассматривались в предыдущих слагаемых. Тем не менее определенный приближенный расчет возможен, если иметь в виду сказанное выше об эквивалентности 1 *т* сухого вещества организмов биосферы $5 \cdot 10^6$ *ккал*.

Для черноземной степи, по данным В. А. Ковды и И. В. Якушевской (1971), биомасса живого населения почвы (включая корни) составляет примерно 43 *т/га*, что соответствует запасу внутренней энергии порядка $215 \cdot 10^6$ *ккал* на 1 *га*, или $0{,}2 \cdot 10^5$ *ккал* на 1 *м*^{2} в метровой толще, что значительно меньше энергии, связанной в гумусе чернозема. Однако нельзя забывать о качественном различии этих составляющих.

Величина энергии поверхностного взаимодействия E_f в уравнении (16) также достаточно мала, и ее можно не учитывать при расчете внутренней энергии почвы; величина эта лежит за пределами достоверных различий цифр, получающихся при приближенном расчете внутренней энергии.

Ю. В. Казицын и В. А. Рудник (1968) приводят следующий пример расчета поверхностной энергии высокодисперсной слюды. Величина поверхностной энергии слюды была определена экспериментально и составляла 375 *эрг/см*^{2}. Отсюда величина поверхностной энергии 1 *см*^{3} слюдистой породы с размером зерен порядка 0,001 *мм* будет не более 10^7 *эрг*, т. е. не более 0,2 *кал/см*^{3}.

Удельная внутренняя энергия горных пород обычно составляет около 100 *ккал/см*^{3}, а почв — 50—70 *ккал/см*^{3}, поэтому величина поверхностной

энергии всегда будет лежать за пределами точности вычислений. Принимая во внимание степень дисперсности минеральной части почв, мы можем уверенно сказать, что величина этой поправки может не быть принята во внимание при расчете внутренней энергии. Однако в некоторых специальных исследованиях эта величина может иметь самостоятельное значение и тогда должна быть рассчитана соответствующим путем, который для почв крайне сложен и пока не представляется возможным. Принципиальное уравнение для расчета поверхностной энергии почв имеет вид

$$E_f = \sum_{1}^{N} \cdot E_{fs}^{m} \cdot S_m - \Delta U_r - \Delta U_c \ , \qquad (30)$$

где E_f — поверхностная энергия почвы; $E_{fs}{}^m$ — удельная поверхностная энергия каждого вида слагающих почву элементарных механических элементов (минеральных, органо-минеральных, органических, живых); S_m — суммарная поверхность каждого вида указанных элементов; N — число видов слагающих почву элементов; ΔU_r — поправка на ориентировку элементов; ΔU_c — поправка на энергию агрегации элементов.

Очевидно, что почвоведение не располагает еще необходимым запасом фактического материала для полного решения этого уравнения и здесь возможны лишь самые приблизительные предварительные прикидки.

Таким образом, мы вкратце рассмотрели все слагаемые уравнения внутренней энергии почв и получили возможность оценить общий запас аккумулированной в почвах внутренней энергии в разных ее видах. Энергия кристаллической решетки слагающих почву минералов составляет основную часть внутренней энергии почвы в целом. Даже в наиболее гумусированных почвах (чернозем) энергия, связанная с почвенным гумусом, составляет лишь около 0,6% всей внутренней энергии почвы. Вообще энергия почвенного гумуса составляет от 0,1 до 1% полной внутренней энергии верхней метровой толщи почвы. Энергия, связанная с почвенным гумусом, закономерно убывает с глубиной, точно следуя кривой распределения гумуса в профиле. Энергия кристаллической решетки изменяется в профиле почвы более сложно в зависимости от особенностей состава почвенных горизонтов, но в целом возрастает с глубиной.

Наименьшая величина полной внутренней энергии характерна для верхних горизонтов почв, а с глубиной она постепенно возрастает, достигая максимума в не затронутой почвообразованием породе. Удельная внутренняя энергия почв, рассчитанная с учетом их пористости, т. е. в килокалориях на 1 *см*^{3} почвы, также наименьшая для поверхностных гумусированных горизонтов, а наибольшая — для почвообразующей породы.

Энергетические параметры, полученные на основании расчетов внутренней энергии, позволяют сопоставлять различные почвы и судить об их потенциальном плодородии. Эти суждения, конечно, нуждаются в дальнейшей проверке, но предварительно можно сказать, что величина внутренней энергии почвы может быть универсальным критерием потенциального почвенного плодородия или продуктивности почвы в целом. Продуктивность почвы тем больше, чем больше в ней энергии, связанной с почвенным гумусом, чем меньше величина внутренней энергии минеральной части (энергии кристаллической решетки), чем меньше общий запас внутренней энергии, чем меньше удельная внутренняя энергия

почв. Наилучшим и универсальным показателем потенциальной продуктивности почвы может служить величина удельной внутренней энергии (*ккал/см*^{3}). Это хорошо видно из сопоставления соответствующих показателей для приведенных в табл. 9 почв.

Таблица 9

Некоторые показатели потенциальной продуктивности почв

Показатель	Чернозем	Желтоземно-подзолистая почва	Торфянистый подзол	Лугово-глеевая рисовая почва
Удельная внутренняя энергия в метровой толще, *ккал/см*^{3}	50,0	53,5	66,4	67,7
Энергия почвенного гумуса в метровой толще, 10^5 *ккал/м*^{2}	2,97	1,84	1,56	0,48
Полная внутренняя энергия в метровой толще, 10^5 *ккал/м*^{2}	500	535	664	677

Эти соображения позволяют поставить вопрос, не является ли *в целом потенциальная продуктивность почв обратно пропорциональной запасу внутренней энергии почвы.* Это положение нуждается, конечно, в дальнейшей экспериментальной проверке, особенно в сопоставлении близких по генезису и свойствам почв, но в общем виде оно не вызывает сомнения даже на основании имеющихся материалов.

Таким образом, почвообразование с энергетической точки зрения может рассматриваться как своеобразный процесс на земной поверхности, который в суммарном итоге приводит к уменьшению удельной внутренней энергии исходных горных пород. Это видно, в частности, и из следующих величин удельной внутренней энергии горных пород и почв:

Порода, почва	*ккал/см*^{3}	*ккал/г*	Порода, почва	*ккал/см*^{3}	*ккал/г*
Гранит	102,8	38,5	Морена	78,6	46,2
Гранодиорит	102,6	37,7	Покровный суглинок	73,4	45,2
Диорит	99,9	35,2	Древний аллювий	72,7	40,4
Габбро	99,5	33,4	Торфянистый подзол	66,4	43,4
Диабаз	98,8	33,4			
Лёсс	71,0	44,4	Чернозем	50,0	42,5

Было бы ошибкой полагать, что полученный вывод свидетельствует об одностороннем процессе диссипации внутренней энергии горных пород земной коры в процессах выветривания и почвообразования. Уменьшение удельной внутренней энергии породы является суммарным результатом многих процессов, в частности процесса разрыхления породы и увеличения ее пористости. При сопоставлении не объемов, а масс результат получится иным, что нужно учитывать во всех энергетических построениях. В частности, если сопоставить исходную толщу первоначальной породы и результат ее выветривания и денудации — кору выветривания и развитую на ней почву, то, вероятно, можно будет сделать вывод о концентрации энергии в единице массы в результате гипергенных процессов. Однако сопоставление масс почв и горных пород требует знания баланса вещества в процессе выветривания и почвообразования, для чего мы пока не располагаем соответствующими данными.

В соответствии со сказанным необходимо иметь в виду, что как запас внутренней энергии почвы в определенном объеме, так и удельная внутренняя энергия почвы в расчете на 1 *см*³ являются универсальными показателями лишь для сопоставления почв между собой или с почвообразующими породами в целях оценки потенциальной продуктивности, но не могут быть использованы для энергетических балансовых и термодинамических построений, поскольку внутренняя энергия системы есть функция ее массы. Следовательно, во всех термодинамических расчетах и при анализе термодинамических функций почвы, так же как и при анализе изменений энергетического состояния почв и направлений энергетических потоков, необходимо пользоваться показателем удельной внутренней энергии, рассчитанным на 1 *г* почвы (*ккал/г*).

Рассматривая с этой точки зрения данные табл. 8 и приведенные выше величины удельной внутренней энергии горных пород и почв, рассчитанные на 1 *г* материала, можно сделать вывод, что в результате выветривания и почвообразования продукты преобразования первичных массивно-кристаллических горных пород оказываются обогащенными внутренней энергией по сравнению с исходными породами, что, в частности, служит подтверждением гипотезы Н. В. Белова и В. И. Лебедева. Если же говорить о почвах, то для них вопрос решается значительно сложнее: в процессе почвообразования может иметь место как аккумуляция внутренней энергии, так и ее уменьшение по сравнению с исходной почвообразующей породой в зависимости от баланса вещества в этом процессе.

Если в процессе почвообразования произошло изменение внутренней энергии почвы по сравнению с исходной почвообразующей породой, то согласно уравнению

$$U = F + TS, \tag{31}$$

где U — внутренняя энергия системы, F — свободная энергия Гельмгольца, или изохорно-изотермный потенциал, T — абсолютная температура и S — энтропия системы, могут быть следующие возможные случаи.

1. Если внутренняя энергия системы возросла, то либо
   а) F=Const (увеличилась энтропия системы), либо
   б) S=Const (увеличилась свободная энергия системы), либо
   в) увеличилась энтропия и свободная энергия, либо
   г) уменьшилась свободная энергия и увеличилась энтропия, либо
   д) уменьшилась энтропия и увеличилась свободная энергия.
2. Если внутренняя энергия системы уменьшилась, то либо
   а) F=Const (уменьшилась энтропия системы) либо
   б) S=Const (уменьшилась свободная энергия системы), либо
   в) уменьшилась энтропия и свободная энергия, либо
   г) увеличилась свободная энергия и уменьшилась энтропия, либо
   д) увеличилась энтропия и уменьшилась свободная энергия.

В реальных условиях возможны, конечно, все перечисленные случаи. Конкретный анализ таких природных ситуаций представляет исключительный интерес для исследования почвенной энергетики и в будущем должен составить предмет специальных исследований. Пока лишь можно сказать, что в большинстве случаев для кор выветривания наиболее вероятно уменьшение свободной энергии и увеличение энтропии (остаточное накопление кварца и глинозема в элювиальных корах: эти соединения обладают наибольшей внутренней энергией и наименьшей свободной энергией в результате увеличения энтропии в процессе выветривания),

а для почв наиболее вероятны: 1) увеличение энтропии при одновременном росте свободной энергии благодаря аккумуляции гумуса и глинных минералов и 2) рост свободной энергии с одновременным уменьшением энтропии, что может быть только результатом дополнительного притока энергии в систему.

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ БАЛАНС ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

В предыдущем разделе мы рассмотрели преимущественно те параметры первого уравнения термодинамики, которые связаны с изменением внутренней энергии почв, т. е. соотношение

$$\sum_{1}^{i} \mu_i \, \delta M_i \simeq dU,$$

которое показывает, что изменения внутренней энергии почв в процессе их образования из материнских горных пород и последующей эволюции связаны преимущественно с притоком или оттоком энергии в процессе массообмена.

Два других параметра первого уравнения термодинамики связаны с собственно работой почвообразовательного процесса в ходе развития почвы из материнской горной породы и ее дальнейшей эволюции согласно соотношению $\delta Q \simeq \delta A$.

Это соотношение подробно рассмотрено В. Р. Волобуевым, который назвал его «энергетическим балансом почвообразования» (1958, 1960, 1963, 1969). Согласно Волобуеву, энергетический баланс почвообразования можно представить в общем виде:

$$Q = W_1 + W_2 + b_1 + b_2 + i_1 + i_2 + g + v, \qquad (32)$$

где Q — количество энергии, участвующей в почвообразовании; W_1 — энергия, участвующая в явлениях физического выветривания; W_2 — энергия разложения минералов в процессе выветривания; b_1 — энергия, аккумулируемая в гумусовом веществе; b_2 — энергия, расходуемая в биологических реакциях преобразования органических и минеральных веществ; i_1 — энергия, расходуемая на испарение с поверхности почв и растений; i_2 — энергия, расходуемая в процессе транспирации; g — потери энергии в процессах механической миграции солей и мелкозема в почве; v — энергия, расходуемая в процессе теплообмена в системе почва — атмосфера (в годовом балансе в большинстве случаев равна нулю, но в отдельных случаях составляет заметную величину).

В качестве наиболее значимых затрат энергии в почвообразовании Волобуев выделяет затраты энергии в биологических процессах превращения веществ, в процессах физического и химического выветривания, в процессах водно-теплового круговорота, а также энергию, расходуемую в явлениях миграции веществ по почвенному профилю.

Волобуев придерживается мнения, что источником энергии почвообразования служит солнечная энергия, достигающая земной поверхности и определяемая как радиационный баланс земной поверхности R. Количество тепла, приходящее к земной поверхности из недр земного шара, по сравнению с солнечной энергией ничтожно мало и может не приниматься во внимание (55 *кал/см*^{2} в год, по данным Хргиана, 1953). Как видно, здесь речь идет о поступлении прежде всего тепловой энергии,

т. е. о параметре oQ. Поступление энергии в процессе массообмена при этом не рассматривается.

Что касается составляющих уравнения (32), то отдельные виды энергетических затрат в процессе совершения работы почвообразовательного процесса оцениваются В. Р. Волобуевым следующим образом.

Оценка энергетических затрат на минеральные преобразования в процессе выветривания (W_1+W_2) дается на основании представлений об энергетике разложения силикатов, с одной стороны, и о темпах накопления компонентной влаги[1] при почвообразовании — с другой. Последняя величина закономерно изменяется от 0,06 до 1,17 *мм* в год (от сухих до влажных условий).

Приняв, что на разрушение силикатных минералов расходуется примерно 40 *ккал/моль*, можно найти, что на каждый грамм воды, участвующей в реакциях выветривания, приходится 280 *кал* связанной энергии. Отсюда делается расчет затрат энергии на выветривание во влажных тропиках, где оно идет до конечных продуктов, а для более холодных условий используется правило Вант-Гоффа, согласно которому скорость химических реакций понижается вдвое при уменьшении температуры на каждые 10° С. Полученные данные свидетельствуют об относительно небольшой величине ежегодных необратимых затрат энергии на минеральные преобразования — примерно от 0,2—0,5 *кал/см*^{2} в год в условиях тундр и пустынь до 10—15 *кал/см*^{2} в год для влажных тропиков.

Прямые данные о суммарных затратах энергии на биологические процессы в почвах (b_1+b_2) отсутствуют. Косвенным путем Волобуев определяет их, принимая во внимание накопление биомассы за год на единице почвенной поверхности. Расчет количества энергии, аккумулируемой в массе ежегодного прироста биомассы, делается на основе общего уравнения фотосинтеза, согласно которому на образование 1 *г* продукта фотосинтеза затрачивается 3,75 *ккал* солнечной энергии. Согласно такому расчету, затраты энергии на ежегодную продукцию биомассы колеблются от 2,5—25 *кал/см*^{2} в год в тундрах и пустынях умеренных широт до >2000 *кал/см*^{2} в год во влажнотропических лесах.

Указанные количества энергии в значительной части участвуют в циклических процессах синтеза и разложения и лишь в небольшой доле закрепляются в приросте органического вещества в почве. При этом нельзя учесть, конечно, сколько энергии участвовало в биологических процессах в целом.

Суммарное испарение (испарение плюс транспирация) воды из почвы закономерно изменяется от менее 50 *мм* в год в тундрах и пустынях до 1100 *мм* в год во влажных тропиках. Соответственно в тундрах и пустынях расход энергии на суммарное испарение (i_1+i_2) составляет менее 3000—6000 *кал/см*^{2} в год; максимальный расход тепла на суммарное испарение отмечен для влажных тропиков — более 60 000 *кал/см*^{2} в год.

В отношении затрат энергии на миграцию веществ (g) прямых данных также нет, но В. Р. Волобуев считает, что при величине внутрипочвенного стока порядка 250 *м*^{3}*/га*, возможного в условиях достаточного увлажнения, и перемещении вещества на 2 *м* в глубь почвы потеря энергии составит около 2 *кал/см*^{2} в год. В сумме этот расход энергии может быть достаточно большим, но в ежегодном балансе он мал и соизмерим со столь же малыми затратами на выветривание.

---

[1] В обобщенной форме — количество воды, ежегодно дополнительно вовлекаемой для новообразования минеральных и органических веществ в почве.

Подводя итог, можно сказать, что суммарные затраты энергии на почвообразование наименьшие в тундрах и пустынях (2—5 *ккал/см*^{2} в год) и наибольшие во влажных тропиках (60—70 *ккал/см*^{2} в год). Для лесного почвообразования в умеренных широтах и для степей суммарные затраты энергии будут около 10—40 *ккал/см*^{2} в год. Судя по этим данным, интенсивность почвообразования во влажнотропических условиях примерно в 7 раз выше, чем в тропических пустынях; затраты энергии на почвообразование в условиях высокого увлажнения возрастают в направлении от тундр к тропикам более чем в 20 раз.

Подавляющая часть затрат тепловой энергии на почвообразование расходуется на испарение и транспирацию воды (от 95 до 99,5%). На долю циклических биологических процессов приходится от 0,5 до 5%, в большинстве случаев около 1% всей тепловой энергии почвообразования. На разложение минералов при выветривании идут тысячные и сотые доли процента всей тепловой энергии почвообразования. В. Р. Волобуев считал, что в самом общем виде относительные размеры затрат тепловой энергии в процессе почвообразования на суммарное испарение, циклические биологические процессы и необратимые реакции разложения минералов находятся в отношениях 100 : 1 : 0,01.

При всех этих расчетах принимается, что величина левой части уравнения баланса (32) определяется соотношением $Q = aR$, которое мы рассмотрели выше.

Оценивая в целом «энергетический баланс почвообразования», выраженный уравнением (32), мы должны помнить, что хотя он и дает определенные представления об энергетике почвообразовательного процесса, тем не менее это лишь один из компонентов общего энергетического баланса почв, так как здесь не учтена энергетика массообмена и баланс внутренней энергии почв, учет которых необходим согласно уравнению первого закона термодинамики. Полный анализ энергетического баланса почв — дело будущего, сейчас мы имели возможность лишь приближенно рассмотреть отдельные составляющие его элементы.

ЭНЕРГЕТИКА ЭКОСИСТЕМ И БИОСФЕРЫ В ЦЕЛОМ

Почва является одним из компонентов биогеоценоза (экосистемы) — основной структурной единицы биосферы, поэтому энергетические процессы в почвах невозможно рассматривать изолированно от всей совокупности биосферных процессов. Присутствие живого вещества в биосфере придает своеобразный облик энергетическим явлениям на поверхности Земли и обогащает ее запасом энергии, способной к дальнейшим превращениям (Хильми, 1966). Как указывал В. И. Вернадский, «живое вещество перерабатывает на нашей планете три различные формы энергии: 1) космическую лучистую энергию Солнца, тепловую и световую, 2) космическую атомную энергию радиоактивного распада, причина которого неизвестна, но который охватывает, по-видимому, все элементы (α-, β-, γ-излучений), и 3) космическую, исходящую из нашей галаксии (Млечного пути) энергию рассеянных элементов» (1965, стр. 283).

В результате этой переработки энергия живого вещества проявляется обратно принципу энтропии Клаузиуса; живое вещество на земной поверхности создает свободную энергию, способную производить работу и соответственно вызывать огромные химические и физические изменения на нашей планете, непрерывно действующие по крайней мере 2—

3 млрд. лет. Эта биогенная энергия находится как в действенном состоянии, способном производить работу, так и в потенциальном, которое может переходить и постоянно переходит в действенную форму. Действенная форма энергии проявляется в биогенной миграции атомов и выражается всеми биогеохимическими функциями биосферы.

Энергетическое направление при изучении компонентов природных комплексов в нашей стране начало развиваться еще в 30-х годах благодаря работам Е. В. Боруцкого, В. С. Ивлева, Г. Г. Винберга. Особенно большое влияние оказали работы В. Н. Сукачева по биогеоценологии, работы Тэнсли, Хатчинсона и Линдемана по экосистемному анализу биосферы. Сейчас это направление успешно развивается в работах П. П. Второва, В. С. Ивлева, Г. Г. Винберга, Г. Ф. Хильми, П. Дювиньо и многочисленной группы экологов.

Как отмечает В. С. Ивлев (1962), образовавшееся в биосфере органическое вещество может многократно воспроизводиться при переходе от одного трофического уровня к следующему. Поэтому количественный анализ продукционного процесса, основанный на учете образования и разрушения органической материи, сопряжен с неизбежной ошибкой вследствие суммирования одного и того же вещества. С другой стороны, энергия, заключенная в первичной органической материи, в ходе дальнейших превращений только расходуется, что дает возможность объективно оценить интенсивность и направленность продукционного процесса. Поэтому анализ энергетических превращений в трофических циклах занял в современной экологии господствующее положение, определив дальнейшие пути развития проблемы биологической продуктивности.

Согласно Г. Г. Винбергу (1962), только на энергетической основе возможны строгая количественная трактовка трофических связей, расчет коэффициентов использования пищи на рост и определение других показателей, характеризующих биологический круговорот и продуктивность экосистем. Знание интенсивности энергетического обмена компонентов экосистемы, их биомасс и коэффициентов использования энергии пищи на рост дает возможность количественно охарактеризовать скорость биологического круговорота, степень его обратимости, фактическую и потенциальную продуктивность и тип экосистемы.

Зная количественные энергетические соотношения между компонентами экосистемы, можно определить, в каких случаях определенное звено пищевой цепи или трофический уровень ограничивается энергетическими ресурсами при полном их использовании и в каких случаях степень развития данного трофического уровня при наличии достаточной энергетической базы ограничивается другими факторами. Это имеет первостепенное значение для управления экосистемами.

Основным положением энергетики экосистем является необратимость биоэнергетических процессов. Поэтому в применении к экосистемам (а также к почвам) нельзя употреблять выражение «круговорот энергии», подобно тому как в биогеохимии и почвоведении говорят о «круговороте вещества»; единственно правильным термином здесь будет только «поток энергии». Энергия первичной биологической продукции в ходе дальнейших преобразований только расходуется. Для пополнения и возобновления биомассы в экосистеме необходим постоянный приток энергии извне, в то время как притока атомов вещества может принципиально и не быть, одни и те же атомы могут многократно циркулировать в экосистеме.

К сожалению, мы должны отметить, что большинство современных экологов рассматривают энергетические процессы экосистем односторонне и крайне неполно, принимая во внимание только некоторые компоненты сложного природного комплекса, а именно организмы. Ограниченность такого подхода сказывается прежде всего на неполноте и фрагментарности получаемых энергетических балансов экосистем. Принципиально такой ограниченный подход к исследованию экосистем недопустим. Имея в виду тесное взаимодействие организма с субстратом, на котором и за счет которого он обитает, мы должны рассматривать всю экосистему, включающую организмы и среду их обитания, как единую энергетическую систему с разнообразием энергетических потоков, в сумме подчиняющихся первому и второму законам термодинамики.

Экосистема является энергетически очень сложной системой с бесконечным разнообразием прямых и обратных связей, что позволяет ее рассматривать в качестве саморегулирующейся системы. В свою очередь она состоит из множества подсистем. Такими подсистемами экосистемы, в частности, являются различные трофические уровни единой пищевой цепи. Энергетические процессы на разных уровнях различны как по объему энергетического потока, так и по его направленности, различны для автотрофных и гетеротрофных организмов.

Согласно В. О. Таусону (1950), развитие всякого гетеротрофного организма, который вместе со своим субстратом может рассматриваться как энергетически замкнутая система, всегда влечет за собой уменьшение общего запаса энергии этой системы. При этом значительная часть ее выделяется в виде тепла и, рассеиваясь, теряется для организма, что является одним из подтверждений приложимости к биологическим процессам второго закона термодинамики (принципа рассеяния энергии).

Другая часть этой энергии (в конечном счете энергии субстрата) откладывается в теле организма, в продуктах его синтетической деятельности; в большинстве случаев имеет место концентрирование энергии, т. е. увеличение ее относительного содержания в продуктах синтеза по сравнению с относительным содержанием в веществах субстрата.

С энергетической точки зрения весь жизненный процесс у нормально развивающегося и растущего организма в целом можно рассматривать как процесс концентрирования части энергии питательных веществ субстрата при одновременной деградации другой ее части, что также находится в полном согласии со вторым законом термодинамики.

Г. Ф. Хильми указывает, что с энергетической точки зрения появление и развитие биосферы на Земле — с ее живым веществом, атмосферой и почвами — следует рассматривать как возникновение грандиозного процесса постепенного накопления запаса превратимой энергии в поверхностном слое планеты и тем самым направленного процесса уменьшения «производства» непревратимых форм энергии в земной природе. В этом смысле и следует понимать негэнтропическую роль биосферы. Жизнь, закономерно возникая в хаосогенных областях Вселенной, преодолевая огромное сопротивление хаотической среды, тормозит и ослабляет переход свободной энергии в непревратимую энергию рассеянного тепла (Хильми, 1966).

Почва, будучи одним из компонентов биосферы, также имеет свои энергетические особенности, отличающие ее от тел чисто физической абиогенной природы, и поэтому требует особого подхода, определяемого сейчас понятием биогеоэнергетики. Этот подход строится на основе главных принципов термодинамики, полностью приложимых к почвам как энергетическим системам.

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

ФАКТОРЫ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

Учение о факторах почвообразования

Климат как фактор почвообразования

Горные породы и их роль в почвообразовании

Глубинные факторы почвообразования

Организмы как фактор почвообразования

Время как фактор почвообразования

УЧЕНИЕ О ФАКТОРАХ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

В предыдущих разделах было показано, что почвенный покров теснейшим образом связан с условиями и историей физико-географической обстановки и находится в постоянном взаимодействии с литосферой, атмосферой, гидросферой местности и организмами, образуя с ними биогеоценозы (экосистемы). В. В. Докучаев был первым, кто установил, что эти соотношения между почвами и условиями почвообразования являются не случайными, а закономерными. Функциональную связь между почвенным покровом и главнейшими элементами ландшафта Докучаев представил в виде выражений $П=f(К, О, Г, Р)Т$, где $П$ — почва, $К$ — климат, $О$ — организмы, $Г$ — горные породы, $Р$ — рельеф и $Т$ — время.

Так было положено начало учению о факторах почвообразования. Зная сущность и историю взаимоотношений между почвами и факторами почвообразования, в принципе возможно предсказать тип почвенного покрова на территории, которая еще не изучена, но для которой известны возраст, геоморфология, горные породы, климат, растительность.

Учение о факторах почвообразования является одним из важнейших разделов современного теоретического почвоведения. Это учение стало краеугольным положением каждого теоретического курса учения о почве, изданного в СССР или за рубежом. Известный американский почвовед Ганс Иенни (1948) через 60 лет после Докучаева в своей книге «Факторы почвообразования» привел то же математическое выражение, показывающее функциональную связь между почвой и главнейшими факторами почвообразования: $S=f(Cl, O, r, p, t...)$. В этом выражении буквой S обозначена почва, а Cl, O, r, p, t — соответственно климат, организмы, рельеф, породы и время. Иенни не сослался на Докучаева, так как, по-видимому, не знал о том, что именно Докучаеву принадлежит открытие закономерных связей и соотношений между почвой и элементами географического ландшафта.

Надо иметь в виду, что это выражение не может быть решено современными математическими методами уже по одному тому, что каждый компонент правой части формулы представляет собой сложнейшие динамические системы, которые не только не являются независимыми переменными, но сами теснейшим образом связаны между собой и вместе с тем находятся в постоянной зависимости от многих других элементов природной среды. Тем не менее как рабочий инструмент это выражение очень полезно и при отчетливом понимании ограниченности его приложе-

ния и значения может быть эффективно использовано для изучения почвенного покрова и для предсказания типов почв на ранее не изученных территориях.

Ученики и последователи Докучаева продолжали изучать и углублять учение о факторах почвообразования. К. Д. Глинка и Б. Б. Полынов придавали большое значение свойствам горных пород и минералов, являющихся субстратом почвообразования. С. С. Неуструев подчеркивал значение рельефа в связи с циклами эрозии, обособлением террас и водоразделов. В. Р. Вильямс считал ведущим фактором деятельность организмов. Им же было добавлено положение о том, что хозяйственная деятельность человека, в особенности земледелие и мелиорации, является в настоящую эпоху важнейшим и, может быть, решающим фактором почвообразования. Это, конечно, правильно, и эффект хозяйственной деятельности человека во всех проявлениях всегда должен учитываться как важнейший фактор современного почвообразовательного процесса.

Следует иметь в виду, что факторы почвообразования, взаимодействуя между собой и влияя на сущность и направление почвообразовательного процесса, действуют вместе с тем как совокупность тесно взаимосвязанных элементов. В этом смысле приходится говорить о незаменимости факторов почвообразования. Конечно, невозможно представить себе формирование почвы, если хотя бы один из факторов природного почвообразовательного процесса выпадает, будь то климат, организмы или земная кора. В то же время совершенно ясно, что факторы почвообразования, установленные к настоящему времени, различны по своему существу, эффекту и значению.

Фактор времени, или, что то же, фактор истории почвообразовательного процесса, является совершенно особой категорией. Время и историю почвообразовательного процесса необходимо отделить от всех остальных факторов почвообразования. Эффект воздействия одного фактора или их совокупности проявляется также лишь в аспекте времени, т. е. в ходе истории почвообразовательного процесса и развития самих факторов почвообразования.

Учет времени как фактора почвообразования заставляет рассматривать почву в динамике и развитии. При прочих равных условиях почвы, имеющие различный возраст, различную историю развития, должны принадлежать к различным разновидностям, типам и отличаться своими свойствами. Поэтому различные почвы представляются стадиями почвообразовательных процессов.

Советскими учеными разрабатывались разные разделы учения о развитии почв во времени. К. К. Гедройц изучал вопросы развития солончаков и превращения их в солонцы и солоди. Установлены также процессы остепнения солонцов и превращения их в каштановые почвы и черноземы, луговых почв и такыров — в сероземы. Изучены вопросы эволюции почв пойм и дельт от подводных к лесным и степным.

В настоящее время создается новый раздел почвоведения — историческое почвоведение. Появляются понятия о древних и современных почвах, об ископаемых почвах, о реликтах в почвенном профиле и т. д. Развиваются исследования, посвященные оценке возраста почв. Однако роль фактора времени и истории в почвообразовании еще нуждается в глубоких и всесторонних исследованиях.

То же надо сказать и о деятельности человека. В хозяйственной деятельности человека, особенно на ранних стадиях развития общества, далеко не все элементы являлись сознательными и целесообразными. Од-

нако в целом хозяйственная деятельность человека преследует определенные цели, опирается на возрастающую техническую мощь и в истории почвообразовательного процесса делается все более решающей силой.

Благодаря плодородию, инженерно-строительным и санитарным свойствам почва со времени начала общественной жизни человечества стала объектом труда и превратилась в важнейшее средство производства. Пастьба скота, вырубка лесов, распашка почв и их регулярная обработка вызвали значительные изменения в естественном ходе почвообразовательных процессов. Поэтому без учета этих факторов невозможно разобраться в современных свойствах почвенного покрова в районах хозяйственной деятельности человека.

Так, например, органические и минеральные удобрения в областях многовекового земледелия нейтрализовали кислые почвы, обогатили их гумусом и питательными веществами. Обработка почв, корневая система сельскохозяйственных растений, органические удобрения изменили физические свойства почв. Во многих случаях все это заставляет различать наряду с естественными типами почв их «окультуренные» варианты.

Наиболее сильные изменения в почвообразовательных процессах, с превращением одних типов почв в другие, вызывают сельскохозяйственные мелиорации. Химические мелиорации (известкование, гипсование и др.) главным образом меняют свойства почв, повышая их плодородие. Осушительные мелиорации превращают торфяники и болота в плодородные высококачественные почвы лугового типа. При орошении почвы пустынь превращаются в плодородные почвы цветущих оазисов и т. д. Естественные почвообразовательные процессы во многих случаях бессильны создать такие почвенные типы и то высокое плодородие, которые создаются рационально направленной деятельностью человека. Примером может быть почвенный покров орошаемых оазисов или дренированных и промытых солончаков.

Организмы — растения, животные, микроорганизмы — в природном почвообразовательном процессе ведущий фактор, ибо синтез растительного органического вещества является первоисточником энергии для деятельности животных, микробов и для биохимических, физико-химических и механических реакций, составляющих основу почвообразовательного процесса.

Биологические факторы почвообразования быстро меняются в пространстве и в ходе эволюции ландшафта, а также вследствие развития самих организмов и их ценозов. Почвенный покров, изменяясь под воздействием организмов, сам может в значительной степени влиять на совокупность, виды и жизнедеятельность растений и животных. В процессе хозяйственной деятельности человека биологические факторы почвообразования подвергаются особенно сильным изменениям.

Роль рельефа в почвообразовании по преимуществу косвенная. Горный рельеф (орорельеф) способствует резкой смене материнских пород и климатических условий на небольших расстояниях. Он также обусловливает резко выраженные явления смыва. Атмосферные осадки в условиях горного рельефа в значительной части не попадают в почвенные горизонты, а уходят по склонам в реки, унося подвижные продукты выветривания и почвообразования.

Макрорельеф (водоразделы, их склоны, террасы речной долины) предопределяет известное различие в местной климатической обстановке вследствие разницы в высоте местности, различие в истории почвенного покрова на разных элементах вследствие неодинакового возраста водо-

раздела и террас, различную степень дренированности местности, глубины залегания и химизма грунтовых вод.

Мезорельеф (формы рельефа, различающиеся по высоте на 1—3 *м*: повышения, склоны и понижения в пределах водораздела или гривы, старицы, вытянутые депрессии на террасах и т. д.) предопределяет различия местного почвенного климата, вызывает перераспределение снега и влаги, а также солей с накоплением во впадинах и т. д.

Микрорельеф (формы поверхности, высота которых изменяется в пределах 10—50 *см*) обусловливает перераспределение атмосферных осадков, разные режимы тепла и скорости испарения почвенной влаги, различия растительного покрова. Повышения микрорельефа в пустынях и полупустынях заняты чахлой ксерофитной или галофитной растительностью и засоленными почвами. В понижениях микрорельефа, наоборот, встречается более богатая растительность, менее засоленные и более плодородные почвы.

В условиях орошаемого хозяйства отрицательные формы мезорельефа при плохом водопользовании заболачиваются и засоляются. Повышения микрорельефа на орошаемых полях очень часто являются очагами образования солончаковых пятен, борьба с которыми требует уничтожения микрорельефных «бугров» с помощью планировки.

С формами рельефа обычно связаны заметные различия в литологии и химизме почвообразующих пород. Вследствие перераспределения климатических и биотических факторов на различных формах рельефа формируются различные почвы. И наоборот, в одной климатической области на однотипных и одновозрастных формах рельефа образуются близкие или однотипные почвы.

С рельефом и климатом местности связаны глубина и химизм грунтовых вод. Местности, характеризующиеся рассеченным рельефом (глубоко врезанная овражная и гидрографическая сеть), обычно имеют глубокие и опресненные грунтовые воды. В таких случаях говорят, что местность обладает естественной дренированностью. Низменности и дельтовые равнины, наоборот, характеризуются нерасчлененным рельефом, т. е. малой естественной дренированностью; русла и рукава рек при этом мало врезаны либо даже расположены выше уровня суши. В таких случаях уровень грунтовых вод близок к поверхности, их отток ослаблен; в условиях жаркого сухого климата они сильно засолены.

Значение грунтовых вод в почвообразовательных процессах определяется глубиной их залегания, подвижностью (отточностью) и химизмом. При глубине залегания, равной 5—7 *м* и менее, капиллярная кайма грунтовых вод достигает профиля почвы, они питают корневую систему растений, транспортируют вверх большее или меньшее количество растворимых соединений. В зависимости от климата, естественной дренированности местности и химизма такие грунтовые воды могут способствовать образованию переувлажненных, болотных, луговых или засоленных почв. При залегании глубже 10—20 *м* грунтовые воды, как правило, не участвуют в современных почвообразовательных процессах и не используются растительным покровом.

По химизму грунтовые воды могут быть кислыми, что характерно для областей влажного лесного климата, нейтральными, щелочными (в случае содержания соды, как, например, в Западной Сибири) или солеными (в степях, полупустынях и пустынях). Соленость грунтовых вод в аридных странах обычно тем выше, чем ближе их уровень к поверхности, чем меньше их подвижность и чем жарче и суше климат. Поэтому в пусты-

нях часто встречаются соленые грунтовые воды. Близкие к поверхности (1—3 *м*) соленые грунтовые воды вызывают засоление почв.

Такие факторы почвообразования, как материнские горные породы и рельеф местности, меняются относительно медленно. Горные породы являются главным «объектом» почвообразовательного процесса. Именно горные породы и минералы подвергаются выветриванию, разрушению и новому синтезу. Горные породы и продукты их выветривания испытывают прямое и косвенное воздействие растительности, животных и микроорганизмов, вследствие чего формируются почвенные горизонты и гумусовая оболочка как продукт взаимодействия литосферы и биосферы.

Почвообразование проходит на определенной поверхности литосферы, и эта поверхность характеризуется определенной геоморфологией. Все прочие факторы почвообразования прямо или косвенно меняются в зависимости от рельефа местности и от истории развития геоморфологии.

Таким образом, горные породы и рельеф как факторы почвообразования далеко не сравнимы с такими факторами, как время, живые организмы или хозяйственная деятельность человека.

Если рассмотренные факторы почвообразования имеют земное происхождение, то климат, включая водный и световой режимы, баланс энергии, продолжительность времен года, их характер и многое другое, является по существу фактором космического происхождения. Климат зависит прежде всего от солнечной радиации и ее распределения на поверхности земного шара.

Эволюция климата протекает крайне медленно в сравнении с остальными факторами почвообразования, и в этом смысле климат является как бы «вечным» и «неизменным». Однако мы знаем, что в истории Земли климатические изменения были весьма глубокими, повсеместными и крайне сложными, меняющими полностью лик планеты, ее биосферу и почвенный покров.

Наряду с общим климатом местности необходимо различать местный — почвенный климат, который слагается под влиянием локальных условий, под воздействием деятельности человека и таких мощных хозяйственных мероприятий, как вырубка леса или облесение, осушение или орошение территории.

Значение климата в почвенообразовательном процессе исключительно велико, и многие исследователи считают, что ведущая роль принадлежит климату, в широком и всестороннем понимании. Конечно, вне климата, т. е. без притока солнечной энергии, не могло бы быть главнейших условий для существования и жизнедеятельности организмов, а также для таких процессов, как выветривание, выпадение атмосферных осадков, эрозия, химическая денудация, дефляция, транспортировка, дифференциация и аккумуляция механических и химических осадков. Вне климата и вне деятельности Солнца в прошлом и в настоящем немыслимо существование человека. Поэтому роль климата в почвообразовании исключительно велика и еще полностью не понята и недостаточно оценена.

В последнее двадцатилетие стало ясно, что наша планета тесно связана с космосом и на ее поверхность поступает не только солнечная энергия в виде света и тепла, но также космическая радиация, космическая пыль, метеоритные осадки. Каково значение этих факторов в почвообразовании, покажут будущие исследования.

Кроме прямого участия литосферы и ее поверхностных горизонтов в почвообразовательном процессе, существуют и внутрипланетарные глубинные факторы, идущие от верхней мантии, которые играют иногда

весьма заметную роль в совокупности с другими факторами почвообразования. В числе глубинных факторов почвообразовательного процесса необходимо назвать такие, как вулканизм, сопровождающийся выбросами значительных масс вещества на поверхность, восходящие токи термальных вод, землетрясения и тектонические движения, которые меняют геоморфологию и топографию местности, «газовое дыхание» земной коры, влияние рудных тел или нефтяных залежей.

Вероятно, в будущем исследователи найдут и другие факторы, ныне еще неизвестные, но оказывающие значительное влияние на сущность и направление почвообразовательного процесса.

Значение учения о факторах почвообразования исключительно велико. Зная соотношения между типом и свойством почв, с одной стороны, и факторами почвообразования — с другой, легче понять и использовать в практике свойства почвенного покрова, интерпретировать данные физических, химических и биологических исследований, можно глубже и правильнее объяснить происхождение почвы и направление ее развития. Почва, растения, животные, микроорганизмы составляют наиболее тесно связанные звенья в почвообразовательном процессе. Они как бы образуют единство, которое закономерно меняется в зависимости от изменения одного из компонентов.

Плодородие почв, являясь существенным свойством почвенного покрова, теснейшим образом связано с условиями среды, т. е. с факторами почвообразования. Поэтому плодородие почв должно оцениваться не только исходя из свойств почвенного покрова, но и с учетом единства почвенного покрова, условий среды и факторов почвообразования.

Особенно велико значение учета факторов почвообразования при решении задач устранения в почвенном покрове лимитирующих и отрицательных свойств и явлений, а также при разработке систем мелиоративных мероприятий, рассчитанных на коренное улучшение неплодородных почв. Надо иметь в виду, что как положительные, так и отрицательные качества почвенного покрова являются продуктом длительной истории почвообразовательного процесса и результатом взаимодействия почвы с элементами географической среды. Поэтому устранение лимитирующих и отрицательных свойств в почвенном покрове не всегда легко удается, если одновременно не производятся мелиоративные воздействия на всю географическую обстановку, в которой формировался почвенный покров и в которой осуществляется то или иное хозяйственное мероприятие.

Почва, как сложная многокомпонентная система, тесно связанная с условиями среды, обладает исключительно высокой «сопротивляемостью» всяким коренным мелиоративным воздействиям. Именно поэтому при решении практических задач мелиорации необходимо опираться на глубокое понимание не только происхождения и особенностей почв, но и роли факторов почвообразования в развитии их отрицательных свойств.

Для разработки дифференцированных систем земледелия и агротехнических мероприятий, приспособленных к местным почвенным условиям, для целесообразного размещения сельскохозяйственных культур, объектов земледелия и лесного хозяйства приходится производить районирование территории с точки зрения совокупных особенностей почвенного покрова. Такое районирование территории должно осуществляться также на основе знания связей почвенного покрова с факторами почвообразования и с условиями физико-географической среды. Всякое почвенное, почвенно-мелиоративное, почвенно-лесорастительное или агрономическое районирование территории должно быть комплексным.

КЛИМАТ КАК ФАКТОР ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

Исключительно большое значение климата как фактора почвообразования было охарактеризовано 70—80 лет назад В. В. Докучаевым и Н. М. Сибирцевым, а также американским исследователем Е. В. Гильгардом. Позже разработкой этой проблемы занимались Б. Б. Полынов, Л. И. Прасолов, И. П. Герасимов, В. Р. Волобуев в СССР, Ланг, Краузер, Прескот, Иенни за рубежом.

В тех случаях, когда история образования обширных равнин на материке более или менее одинакова и почвообразующие породы сходны, роль климата в числе факторов почвообразования проявляется особенно ярко и убедительно. Вместе со сменами климатических областей в этих случаях наблюдается резко выраженная смена типов почв. Известно, что от экватора в сторону северного и южного полюсов происходят последовательные, хотя и не вполне закономерные изменения температуры и количества атмосферных осадков. В этих же направлениях наблюдается общепланетарная смена типов почвенного покрова, обычно полностью приписываемая изменениям климата.

Эта закономерность в географии почв Русской равнины и в целом северного полушария была открыта Докучаевым и Сибирцевым и получила название закона горизонтальной зональности. Однако следует указать, что взаимосвязь между почвенным покровом и климатом осложняется участием других факторов почвообразования. В направлении от экватора к полюсам нашей планеты не только сменятся тип климата, но одновременно происходит замещение наиболее древних стадий почвообразовательного процесса и коры выветривания все более и более молодыми. Это объясняется периодическим появлением континентальных ледниковых покровов, в общем направленных от полюсов к экватору. В четвертичную эпоху эти ледники не затрагивали тропические и субтропические области и вместе с тем почти полностью захватывали области умеренного и холодного климата. Поэтому в общепланетарной картине горизонтальной зональности почв влияние современного климата суммируется с влиянием древнего климата и с огромными различиями в продолжительности выветривания и возраста почв территорий, затронутых и не затронутых четвертичным оледенением.

Следует также указать на связь между почвенным покровом, растительностью и вертикальными климатическими зонами в горных странах

(закон вертикальной зональности почв, открытый Докучаевым). Известно, что с высотой местности снижается температура и возрастает количество атмосферных осадков. Эти смены вертикальных зон с высотой горных стран сопровождаются закономерной сменой растительности от степных травянистых к лесным и на наибольших высотах — луговым и тундровым формациям. Но и здесь связь между почвенным покровом и климатическими вертикальными зонами не простая. Дело в том, что возраст и рельеф поверхностей, охваченных почвообразовательным процессом, также меняется с высотой местности. Эрозия и тектонические явления теснейшим образом связаны между собой, поэтому нередко наиболее повышенные части горных сооружений оказываются наиболее эродированными и наименее закрытыми корой выветривания и развитыми почвами. С другой стороны, средние и нижние части горных склонов и в особенности подгорные и предгорные равнины, отличаясь более спокойным рельефом, характеризуются большей сохранностью древнего почвенного покрова. Кроме того, они получали и получают механические и химические осадки и продукты почвообразования, приносимые с горных вершин. Поэтому в направлении от равнин вверх по склонам горных цепей происходит смена не только климатических условий и растительного покрова. Резко меняются почвенно-геохимические условия сохранности, миграции и перераспределения продуктов выветривания и почвообразования и, что особенно важно, образуются резко различные по генезису и возрасту коры выветривания и почвы.

Эти примеры не меняют общей оценки исключительно большой роли климата как фактора, обеспечивающего поступление на поверхность суши световой и тепловой энергии, а также влаги, без которых жизнь, выветривание и почвообразование вообще немыслимы.

Надо иметь в виду, что современный почвенный покров, окутывающий сушу и мелководья земного шара, является разновозрастным продуктом как древнего, так и современного почвообразования. Поэтому необходимо искать связи не только с современным климатом, но и с древним и его историей.

Для тех территорий, которые были покинуты льдами или освободились от покровов гидросферы лишь недавно (Скандинавия, южная часть Прикаспийской низменности), можно предполагать, что климат за последние 2—3 тысячелетия в общем изменился сравнительно мало. Но при изучении почвенного покрова территорий, которые не подвергались оледенению, флювиогляциальному и морскому затоплению, мы сталкиваемся с необходимостью принимать во внимание глубокие изменения климата в прошлом. Многие черты почвенного покрова на таких территориях обязаны агентам древнего климата, который действовал и менялся на протяжении десятков тысячелетий в прошлом, иногда в противоположных направлениях. В частности, известно, что территории, не подвергавшиеся оледенению, испытывали плювиальные периоды, когда количество атмосферных осадков и общее увлажнение значительно возрастали. Пустыни Средней Азии, Аравии, Северной Африки и Латинской Америки имеют все признаки существования довольно влажного климата в начале четвертичного периода. С другой стороны, на территориях, расположенных вблизи ледниковых покровов, после их исчезновения произошло общее потепление и увеличение влажности (атлантический период), которые позже сменились иссушением (ксеротермический период). Считается, что и за историческое время происходит некоторое общее потепление климатов земного шара.

Наконец, надо иметь в виду, что наряду с наземным климатом, который изучается и характеризуется данными метеорологических станций, существует внутрипочвенный климат, отличающийся от наземного. Это особенно относится к горным странам, где почвенный климат склонов резко отличается от зонального. Атмосферные осадки в горных странах большей частью не попадают в почвенный профиль, а уходят с поверхностным стоком. Южные и северные склоны горных цепей имеют различный световой и тепловой режимы.

ЗНАЧЕНИЕ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ В ПОЧВООБРАЗОВАНИИ

Растительные и животные организмы, живущие на почве и в почве, находятся под непрерывным влиянием солнечной радиации. Приток световой и тепловой энергии на поверхность почвы варьирует в зависимости от географического положения местности, характера рельефа и особенностей растительного покрова. Солнечный свет, приходящий в атмосферу и достигающий биосферы и почвы, является главным источником энергии для жизни, а следовательно, и для почвообразования.

Считается, что космический приток солнечной энергии, поступающей на Землю и называемой солнечной постоянной, составляет в среднем 2 *кал/см²·мин.* При прохождении солнечного света через атмосферу около 30% отражается в космос, около 20% поглощается парами воды и пылью, рассеивается в атмосфере и достигает поверхности Земли косвенным путем. Поэтому на земную поверхность попадает примерно половина

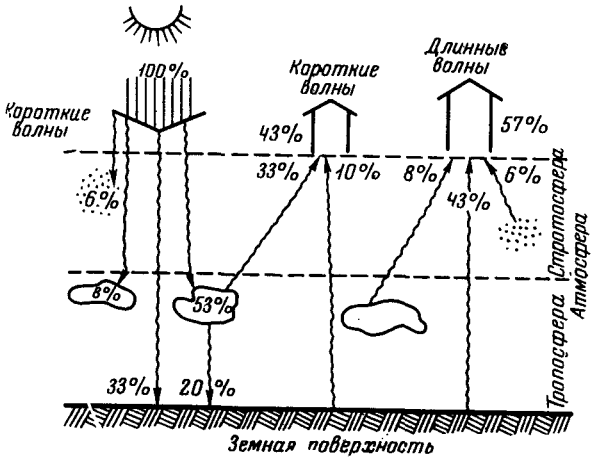


Рис. 16. Средний радиационный баланс Земли в целом, за средний год для всей земной поверхности (Ван Вийк и Шолте Убинг, 1968)

солнечной радиации (рис. 16). Во влажных тропиках эта величина составляет примерно 40%, а в пустынях — 70%. Приток солнечной радиации возрастает также в горах. Однако вследствие отражения солнечной радиации от поверхности оголенной почвы, от растительности или чистой воды теряется еще 30—60, 15—25, 5—20% энергии соответственно.

Энергия, доходящая до земной поверхности, измеряется так называемым радиационным балансом, который составляется из следующих компонентов:

$$R = (Q + q) \cdot (1 - A) - E,$$

где R — радиационный баланс, *ккал/см²·год*; Q — прямая радиация, *ккал/см²·год*; q — рассеянная радиация, *ккал/см²·год*; A — альбе-

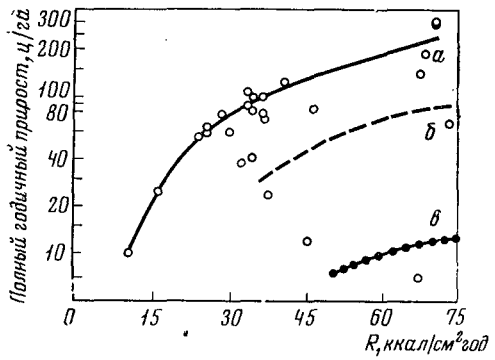


Рис. 17. Связь между годичным приростом фитомассы и радиационным балансом (Базилевич, Дроздов и Родин, 1968, с дополнениями автора)

При значениях индекса сухости:
а — от 0,4 до 1,4,
б — от 1,5 до 2,5,
в — от 5 до 8

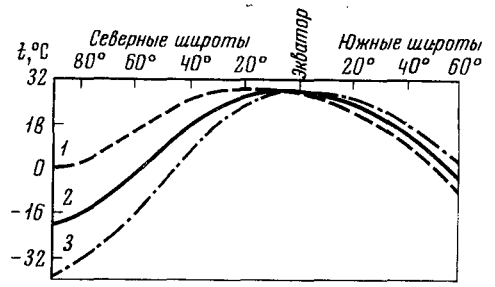


Рис. 18. Распределение температуры на земном шаре (по И. Ганну)

1 — июль, *2* — год, *3* — январь

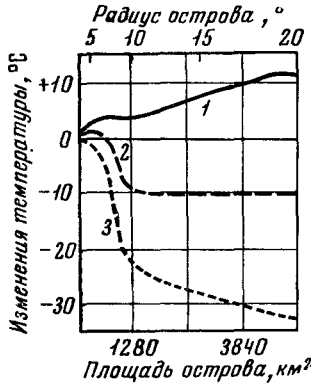


Рис. 19. Изменения температуры, обусловленные размерами острова (Брукс, 1952)

1 — июль, *2* — год, *3* — январь

до (в долях единицы); E — эффективное излучение поверхности, *ккал/см²·год*.

Количество энергии, поступающей от Солнца, и расход ее на почвообразование (нагревание, испарение, транспирация, фотосинтез, синтез гумуса) весьма различны в различных природных зонах.

Однако затраты энергии на биологические процессы в сотни, а затраты энергии на минеральные реакции в десятки тысяч раз меньше по сравнению с расходом энергии на испарение и нагревание (Волобуев, 1958, 1959, 1960). Чем выше радиационный баланс местности, тем при достаточной влажности больше синтезируется растительной биомассы (рис. 17) и тем выше биологическая продуктивность территории. Тепловые условия почвообразования на нашей планете весьма разнообразны, но в общих чертах они следуют за величинами радиационного баланса.

На рис. 18 показана изменяемость температуры в направлении от Северного полюса к Южному. Бросается в глаза, что северные и южные широты различаются в деталях термического режима. Северные широты земного шара, на которых расположены такие крупные континенты, как Евразия и Северная Америка, в целом являются более холодными и более континентальными, чем южные широты, где площади континентов несравненно меньше (южная половина Африки, Южная Америка и Австралия).

Связь среднегодовых температур и степени континентальности с размером материков хорошо показана на рис. 19. Чем больше общая площадь материка, тем ниже его среднегодовые температуры и тем больше амплитуды между январскими и июльскими температурами. Различия в тепловом режиме разных частей суши земного шара необычайно велики. Наиболее высокие среднегодовые температуры характерны для тропиков, где они достигают

+32, +35°. Наиболее низкие среднегодовые температуры, порядка —30, —35°, обнаруживаются в полярных областях и в районах полюса холода. В тропических пустынях температуры достигают величин +70, +75°. Минимальные температуры (—70, —88°) известны для Антарктики и для области Верхоянска.

Таким образом, разница в среднегодовой температуре на земном шаре достигает 60—70°, а разница между максимальными и минимальными температурами составляет 130—145°.

Удобной мерой для агрономической и почвенной оценки термического режима территории является величина суммы так называемых активных температур. Для травянистой растительности активными являются температуры выше +5°, для лесной растительности — выше +10°.

Если суммировать данные, относящиеся к среднегодовым температурам, радиационному балансу и суммам активных температур местности, то можно получить весьма интересные данные, показывающие наиболее существенные термические особенности земного шара (табл. 10).

Таблица 10

Планетарные термические пояса

Пояс	Среднегодовая температура, °С	Радиационный баланс, *ккал/см²·год*	Сумма активных температур за год, °С
Полярный	—35	<5	0—0,5
Субполярный	—15	5—10	
Умеренно холодный	—4		500—800
Умеренный	+4	10—20	1000—1500
Умеренно теплый	+10	20—50	1500—4000
Субтропический	+15	50—60	4000—6000
Тропический	+32	>60—80	6000—10 000

Из этих данных можно видеть, что приход радиационной энергии в районах полюсов ничтожен — менее 5 *ккал/см²·год*. По суммам активных температур здесь, естественно, нет никаких предпосылок для существования растительного покрова. В умеренно холодном поясе радиационный баланс составляет около 10 *ккал/см²*, а сумма активных температур 500—800°. Обе эти величины резко возрастают в теплом, субтропическом и тропическом поясах. В последних радиационный баланс достигает 50—60—80—100 *ккал/см²* и выше, а сумма активных температур — 4—8—10 тыс. в год (рис. 20).

Естественно, что интенсивность выветривания, фотосинтеза и образования органического вещества, жизнедеятельность животных и бактерий неизмеримо увеличиваются в направлении от полярных областей к теплым тропическим — экваториальным. В этом же направлении возрастает интенсивность почвообразовательного процесса, как в той его форме, которая сопровождается разрушением минералов, разложением органического вещества и выщелачиванием, так и в тех формах, которые сопровождаются притоком, накоплением и синтезом новых минеральных и органических соединений.

Суммарный эффект температуры в степном почвообразовании хорошо иллюстрируется возрастанием глинистости и уменьшением содер-

жания азота (и гумуса) в почвах параллельно возрастанию среднегодовых температур (рис. 21).

Как нагревание, так и охлаждение почвенных горизонтов сопровождается коагуляцией коллоидных растворов, выпадением в осадок тонкодисперсных частиц и переходом аморфных соединений в кристаллические. Все это весьма важные стороны почвообразовательного процесса. Установлено, что в древних неэродированных почвах при прочих равных условиях, чем выше средняя годовая температура, тем образуются

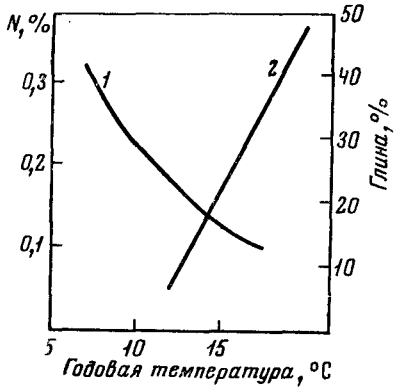


Рис. 21. Значение температуры в почвенных процессах (Иенни, 1948)

1 — содержание азота,
2 — содержание глины

бо́льшие количества глинистого материала как продукта интенсивного выветривания. Накопление в почве органического вещества тесно связано с водным режимом местности и с физиологическими особенностями растительных организмов. Вообще для жизнедеятельности растений и для развития их корневых систем существуют оптимальные температуры. При низком содержании кислорода перегрев почв сопровождается угнетением растений. Угнетение корней наступает и на хорошо аэрированных почвах после того, как температура превышает 30° (рис. 22). Тепловой режим почв имеет суточную, сезонную и вековую ритмичность и динамику. Суточная и сезонная ритмичность и динамика особенно важны в практике земледелия. Крайне лимитирующим фактором роста растений являются, в частности, ранние заморозки.

Надо, конечно, учитывать, что наша планета не является идеальным гладким шаром. Континенты весьма сильно различаются размерами, общей высотой над уровнем океана, распределением и конфигурацией горных сооружений, площадью внутренних морей и низменностей. Поэтому реальная картина термических поясов на континентах во многих случаях нарушается и отклоняется от схемы. Так, в тех случаях, когда близко к морю расположены высокие горы, подобные Альпам, Балканам или Кавказу, приморские территории защищены от вторжения холодного полярного воздуха. В таких областях создается местный более теплый климат.

Велика роль теплых течений в океане. Общеизвестно, что Гольфстрим утепляет и увлажняет Северо-Западную Европу, снимая здесь многолетнюю мерзлоту и холодные зимы, столь характерные для высоких широт северо-востока Европы и для Сибири. И наоборот, когда близко к континенту подходят холодные морские течения, то даже на низких широтах и вблизи экватора среднегодовые температуры снижаются и вместо субтропического климата в этих локальных условиях склады-

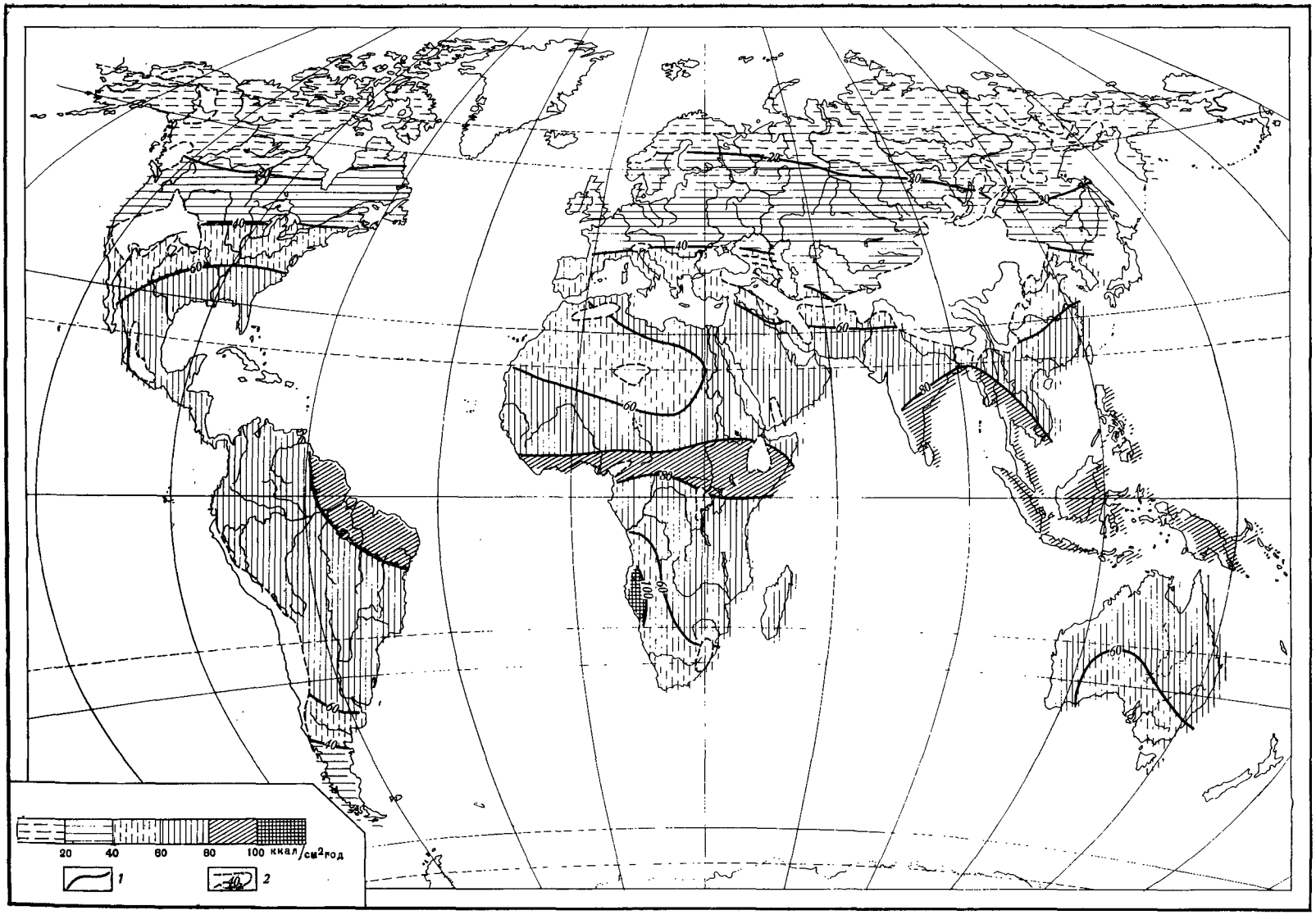


Рис. 20. Радиационный баланс суши (по Будыко, 1955)

1 — изолинии радиационного баланса, *ккал/см² · год*;
2 — высота более 1500 *м* над ур. м

вается сухой умеренно теплый или умеренно холодный климат. Такое явление наблюдается на западных побережьях Южной Америки.

Значение термического фактора в выветривании и почвообразовании исключительно велико. Согласно известному правилу Вант-Гоффа, с возрастанием температуры на 10° скорость химических реакций возрастает в среднем в 2—3 раза. То же происходит со степенью диссоциации химических веществ, растворенных в воде. При возрастании температуры от 0 до +50° степень диссоциации возрастает в 8 раз. Принимая

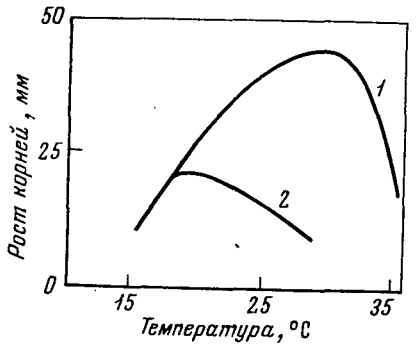


Рис. 22. Рост корней при различных температурах и аэрации (по Каннону — Кину).

Содержание O_2:
1 — нормальное;
2 — низкое

разрыв максимально-минимальных температур в 140—150°, следует считать, что интенсивность химических реакций в наиболее теплых областях земного шара по сравнению с наиболее холодными должна быть в десятки тысяч раз большей. Все это объясняет, почему скорость выветривания и почвообразования, мощность почвенного профиля и продуктов выветривания в тропиках несравненно большие, чем в почвах и коре выветривания умеренных и холодных областей земного шара.

Известны и другие формы влияния температуры на интенсивность и характер почвообразовательных процессов. Почвы, находящиеся в состоянии вековой мерзлоты, как бы блокируют почвенную влагу. Замерзшая вода теряет способность к оттоку и выщелачиванию. Поэтому нередко почвы, расположенные в зоне длительной сезонной или постоянной мерзлоты, как бы обладают горизонтом грунтовых вод. Мерзлотный горизонт в почве, оттаивая весной и летом, отдает воду в форме восходящих капиллярных растворов верхним горизонтам почвы.

Тепло является также важнейшим фактором испарения почвенных вод. Известно, что испарение достигает 500—600 *мм* в год в степных областях, 700—1000 *мм* в засушливых районах умеренно теплого пояса и 1500—2000 *мм* в год в тропических и субтропических пустынях. Испарение сопровождается концентрированием растворов и выпадением солей в осадок. Поэтому испарение способствует минералообразованию и соленакоплению в почвах.

РОЛЬ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ В ПОЧВООБРАЗОВАНИИ

Почвообразующий и биологический эффект тепла и света, поступающих от Солнца на земную поверхность, может проявиться лишь в том случае, если местность и растительность обеспечены достаточным коли-

чеством влаги. Поэтому значение количества и сезонного распределения атмосферных осадков в почвообразовательном процессе столь же велико, как и значение тепла. Атмосферные осадки, выпадающие на сушу, являются частью воды, участвующей в мировом круговороте между океаном, атмосферой, континентами. С другой стороны, они являются пресной фракцией водных масс, вовлеченных в планетарный геологический круговорот в системе магма — литосфера — атмосфера — организмы. На земном шаре абсолютно преобладают соленые высокоминерализованные морские и подземные воды. Лишь 2—3% общего запаса воды приходится на долю пресной воды. Пресная вода представлена атмосферными осадками, водами рек, озер и частью грунтовыми водами.

В мировой круговорот, по подсчетам М. И. Львовича и М. И. Будыко (1955), вовлекается ежегодно несколько более 0,5 млн. $км^3$ воды, испаряющейся с поверхности океана и суши. Из этого количества воды на сушу в виде осадков выпадает ежегодно около 107 тыс. $км^3$. Эта влага на суше вовлекается в процессы выветривания, почвообразования и в создание биомассы. На испарение с суши расходуется около 71 тыс. $км^3$. Общий же сток воды с суши через реки со стороны континентов в Мировой океан составляет примерно 36 тыс. $км^3$ в год. Вода поверхностного стока при этом выполняет огромную работу по эрозии, выщелачиванию, транспорту и переотложению продуктов выветривания и почвообразования.

Сумма атмосферных осадков в течение года в разных частях земного шара варьирует весьма сильно. Есть территории абсолютных пустынь, в которых бывают периоды, когда в течение нескольких лет атмосферные осадки не выпадают совершенно. Таковы пустыни Чили и Перу, Сахара, пустыни Западного Китая. Засушливые территории на земном шаре составляют не менее 25% поверхности. На таких территориях обычно выпадает в течение года 20—50—100 *мм* осадков. Но засушливость климата уже проявляется при количестве атмосферных осадков около 300—400 *мм* в год. Обширные пространства лесных областей умеренного и умеренно холодного поясов обоих полушарий получают ежегодно до 500—800 *мм* осадков. Во влажных субтропиках выпадает до 1500—2500 *мм* осадков ежегодно. Во влажных тропиках экваториальных областей среднегодовое количество атмосферных осадков необычайно возрастает, достигая иногда 7—10 тыс. *мм*. Некоторые районы в дельте Ганга и Брамапутры получают до 14 тыс. *мм* осадков в год.

Наблюдается очень важная общепланетарная закономерность в распределении количества атмосферных осадков. Сумма осадков, выпадающих за год, резко возрастает от полюсов к экватору (табл. 11). В то же время в распределении атмосферных осадков на суше земного шара обнаруживается заметная асимметрия. Материки северного полушария в целом значительно суше, чем южные континенты. Материки северного полушария на аналогичных широтах получают иногда в полтора раза меньше атмосферных осадков, чем суша южного полушария. Это объясняется асимметрией распределения площади суши в северном и южном полушариях и поэтому более океаническим характером климата Южной Америки, Южной Африки и Австралии по сравнению с Северной Америкой и в особенности с Евразией.

Таким образом, осадки и тепло распределяются как бы параллельно, возрастая в направлении к субтропикам и экватору и уменьшаясь в направлении к холодным поясам и полярным областям земного шара. Это чрезвычайно важное обстоятельство в генезисе и географии поч-

Таблица 11

Среднегодовое распределение и баланс воды на суше, *мм*
(по Львовичу, 1945, и Дроздову, 1959)

Широта, °	Осадки	Испарение	Сток	Широта, °	Осадки	Испарение	Сток
Северное полушарие				Южное полушарие			
80—70	194	38	156	0—10	1872	1143	729
70—60	340	100	240	10—20	1110	840	270
60—50	510	230	280	20—30	607	464	143
50—40	561	371	190	30—40	564	430	134
40—30	501	413	88	40—50	868	438	430
30—20	513	370	143	50—60	976	198	778
20—10	763	569	194	60—90	100	20	80
10—0	1677	1112	565				

венного покрова суши. Возрастающие температуры и среднегодовые количества атмосферных осадков с приближением к области субтропиков, тропиков и экватору способствуют интенсивному увеличению энергии минеральных, биологических и биохимических процессов почвообразования. Интегральная интенсивность почвообразовательных процессов в экваториальных областях, обеспеченных высокими температурами, высокой влажностью и огромным количеством фитобиомассы, во много раз (вероятно, на несколько порядков) превышает интенсивность почвообразовательных процессов в умеренных и холодных широтах.

Однако в распределении атмосферных осадков на суше земного шара имеются существенные отклонения от общепланетарной схемы. Эти отклонения создаются высотой местности над уровнем моря и конфигурацией горных сооружений, движением воздушных масс, циркуляцией атмосферы и морскими течениями на земном шаре. Горные цепи, расположенные вблизи морей, являются как бы местными ловушками атмосферных осадков.

Примером являются районы Черноморского побережья Кавказа или же предгорные районы юга Каспийского побережья в пределах Советского Союза и Ирана. В таких защищенных от холода и экранированных высокими горами районах создается влажный теплый субтропический климат, выпадающий из схем распределения атмосферных осадков и температуры на земном шаре.

В связи с общей циркуляцией атмосферы, направлением движения теплых и особенно холодных течений в Мировом океане, орографией материков наблюдается известная повторяемость в нарушении общепланетарной схемы распределения атмосферных осадков. Западные и юго-западные секторы континентов и даже океанических островов (например, Гавайских) оказываются значительно менее обеспеченными атмосферными осадками, являются более засушливыми, а во многих случаях пустынными. Таковы, например, западные и юго-западные части Северной и Южной Америки, Западной Африки, Юго-Западной Европы (полуострова Пиренейский и Апеннинский). Крайне малым, а иногда ничтожным количеством атмосферных осадков обеспечены глубинные,

внутриконтинентальные части материков, удаленные от Атлантического или Тихого океана. Такие особенности характерны для центральной части Евразии, где от побережий Крыма и Каспийского моря и далее в глубину Центральной Азии обособилась самая обширная аридная пустынная область земного шара. То же наблюдается в центральных районах Африки и Австралии, которые характеризуются низким увлажнением. Аридные области континентов в общем образуют две мировые зоны на каждом полушарии в пределах широт 20—40°. Границы отдельных аридных областей на каждом континенте существенно варьируют (табл. 12).

Таблица 12

Границы аридных областей на материках

(по Калеснику, 1955)

Континент	Западные побережья	Внутренние части материков
Евразия	18—30° с. ш.	16—53° с. ш.
Северная Америка	25—33° с. ш.	30—44° с. ш.
Южная Америка	5—32° ю. ш.	17—50° ю. ш.
Африка	17—32° ю. ш.	18—34° ю. ш.
Австралия	20—27° ю. ш.	20—32° ю. ш.

Итак, поступление тепла и света на сушу имеет выраженный поясный характер; об осадках этого сказать нельзя. Распределение осадков на суше приобретает пятнистое, концентрическое, иногда меридиональное направление и лишь в случае равнинности очень большого континента, каким является Евразия и Северная Америка, приближается к горизонтальному типу. Важным обстоятельством в оценке роли атмосферных осадков в почвообразовательном процессе и земледелии является характер их распределения по временам года.

Экваториальные и смежные с экваториальными областями зоны тропиков характеризуются наиболее равномерным в течение года распределением атмосферных осадков. То же можно сказать о секторах крупных континентов, которые находятся под непосредственным влиянием Атлантического океана и теплого течения Гольфстрим, например Западная и Центральная Европа. Здесь также в течение года наблюдается относительно равномерное распределение атмосферных осадков.

В большинстве остальных территорий земного шара распределение атмосферных осадков неравномерно. Области муссонного климата (Советский Дальний Восток, Япония и Юго-Восточная Азия и Индонезия) характеризуются резко выраженным летним максимумом атмосферных осадков. Здесь, таким образом, время максимального увлажнения и время максимальных летних температур совпадает, что существенно отражается на фотосинтезе, на интенсивности выветривания и на характере почвообразования.

Области Средиземья (Советская Средняя Азия, Дагестан, Крым, далее до границ Испании в Европе и северное побережье Африки и Аравийского полуострова), наоборот, характеризуются ясно выраженным зимним максимумом атмосферных осадков при относительно засушливом лете. Естественно, что динамика сезонных и годичных почвенных процессов здесь будет отличаться от динамики почвенных процессов в

области муссонного климата. Климат русских степей характеризуется зимним максимумом осадков и нередко наличием второго летнего максимума. Бореальные, холодные и умеренно холодные районы обладают и зимним и летним максимумом. В поясе умеренного, умеренно холодного и холодного климата часть атмосферных осадков выпадает в виде снега.

Значение атмосферных осадков в жизни организмов, особенно растений, и в почвообразовательных процессах крайне велико. С атмосферными осадками, поступающими в почву, связаны растворение, выщелачивание и перенос подвижных соединений в пределах различных форм рельефа, а также перенос на дальние расстояния механических и химических осадков с водами поверхностного и подземного стока. Нужно иметь в виду, что грунтовые воды суши в условиях влажного климата питаются непосредственно атмосферными осадками. В дельтах и поймах рек значительное количество воды теряется на инфильтрацию и подпитывание грунтовых вод.

Благодаря атмосферным осадкам идут процессы гидролиза первичных минералов и формирования вторичных глинистых минералов. С атмосферными осадками выпадает на поверхность почвы не только пыль, но и окислы азота, аммиак, растворенная угольная кислота, а в индустриальных районах — микроэлементы, токсические соединения. Влага атмосферных осадков удерживается в почвенных горизонтах и используется растениями при фотосинтезе и для создания биомассы, которая в последующем является источником энергии и питательных веществ для животных и микроорганизмов. С осадками, таким образом, прямо и косвенно связаны процессы гумусообразования в почвах.

В конечном счете с движением воды связаны и процессы формирования основных генетических горизонтов почвы — гумусового, горизонтов разрушения, горизонтов накопления вещества, а также явления эрозии и переотложения смытого материала. Осадки влияют и на местный термический режим почв. Отсутствие снега или его слабый покров при холодных зимах в Центральной Азии и Сибири приводит к глубокому промерзанию почвенной толщи и даже к образованию вековой мерзлоты. Мощный снежный покров, выпадающий на незамерзшую почву, утепляет и защищает ее от промерзания. Все это, конечно, отражается на характере почвообразовательного процесса и сказывается на практике земледелия.

Рисунки 23 и 24 хорошо иллюстрируют многостороннюю роль атмосферных осадков в почвообразовательных процессах. В аридных областях образуются почвы высокой карбонатности, малой гумусности, не очень богатые коллоидами и глинистыми минералами и поэтому с низкой поглотительной способностью. С возрастанием количества атмосферных осадков процессы выщелачивания почв усиливаются, повышается содержание гумуса и глинных минералов, возрастает поглотительная способность почв. Однако при избыточном увлажнении значительно увеличивается кислотность почв, разрушаются глинные минералы группы монтмориллонита и каолинита, снижается содержание гумуса, уменьшается поглотительная способность и развивается амфолитоидность почв.

С точки зрения обеспеченности суши влагой и особенностей почвообразования на земном шаре следует выделить следующие области: исключительно сухие — экстрааридные, в которых атмосферные осадки выпадают лишь в отдельные годы и не превышают 10—20 *мм*; засуш-

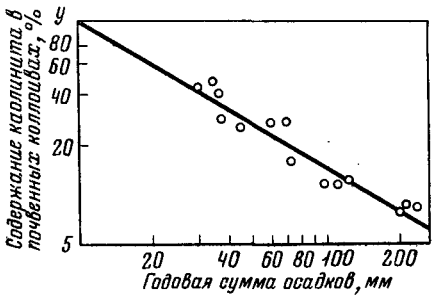


Рис. 23. Годовая сумма осадков и содержание каолинита в коллоидной фракции почв Гавайских о-вов (по Танада, 1944; Пагель, 1963)

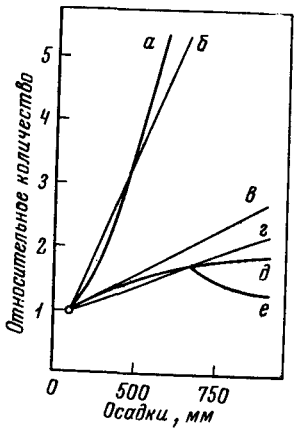


Рис. 24. Значение атмосферных осадков в почвообразовании (Иенни, 1948)

а — гумус,
б — глубина карбонатов,
в — азот,
г — коллоиды,
д — емкость поглощения,
е — обменные катионы

ливые — аридные, в которых количество атмосферных осадков составляет в год 50—150 *мм*; умеренно сухие — семиаридные, где величина атмосферных осадков составляет 200—400 *мм*; влажные — гумидные, с годовым количеством атмосферных осадков около 500—800 *мм*; избыточно влажные территории со среднегодовым количеством атмосферных осадков 1500—2000 *мм* и особенно влажные — супергумидные области с годовым количеством атмосферных осадков больше 3—5 тыс. *мм*.

СОВМЕСТНОЕ ВЛИЯНИЕ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ И ТЕМПЕРАТУРЫ

Выше было раздельно рассмотрено влияние атмосферных осадков и температуры на интенсивность и направление почвообразовательных процессов. Но в действительности увлажнение, тепловой режим, сток и испарение действуют совместно. Поэтому при изучении и при оценке роли климата как фактора почвообразования необходимо одновременно учитывать роль атмосферных осадков, тепла и расхода влаги на испарение.

В. В. Докучаев одним из первых оценил совместное значение соотношения атмосферных осадков и тепла в почвообразовании. Г. Н. Высоцкий в 1910 г. развил это положение Докучаева и выступил с предложением оценивать почвообразующее значение климата по соотношению атмосферных осадков и испаряемости. Позже оценкой совместного

влияния атмосферных осадков, температуры и потенциальной испаряющей способности на почвообразование занимались Б. Б. Полынов, Р. Лянг, Г. Иенни и др.

Весьма удобным в приложении к почвоведению и земледелию является коэффициент увлажнения (K). Этот коэффициент представляет собой отношение количества атмосферных осадков к величине испаряемости и вычисляется, по предложению Н. Н. Иванова (1941), помесячно и за год. Оптимальные величины коэффициента K близки к единице. В переувлажненных областях K больше единицы, в засушливых — значительно меньше.

Можно различать по уровню коэффициента увлажнения К следующие фации:

Супергумидная	$K \approx 1{,}5—2—3$	Семиаридная	$K \approx 0{,}7—0{,}5$
Гумидная	$K \approx 1{,}2—1{,}5$	Аридная	$K \approx 0{,}5—0{,}3$
Нормальная	$K \approx 1$	Экстрааридная	$K < 0{,}2—0{,}1$

В последние годы В. Р. Волобуев разработал концепцию гидротерморядов и установил общепланетарную связь между атмосферными осадками, среднегодовыми температурами, радиационным балансом, испаряемостью и особенностями почвенного покрова. Эти соотношения хорошо иллюстрируются графиком (рис. 25), заимствованным у Волобуева (1953).

Главные группы почв соответствуют определенным соотношениям между осадками и температурой. При этом различаются две основные категории почв.

1. Почвы, в которых биологические процессы более или менее подавлены. Это сероземы, почвы пустынь, а также почвы тундры; все они образуются в областях низкого увлажнения (меньше 500 *мм* в год), но расположены в самых различных термических поясах.

2. Почвы, тяготеющие к теплым и тропическим поясам земного шара, бурые лесные почвы, желтоземы, красноземы и латериты. Эти почвы имеют сравнительно резко ограниченные термические условия и весьма широкий диапазон колебаний в количестве атмосферных осадков (от тысячи до нескольких тысяч миллиметров в год). Формирование почв субтропических и тропического поясов земного шара обязано в огромной мере высокой температуре, которая при достаточном увлажнении спо-

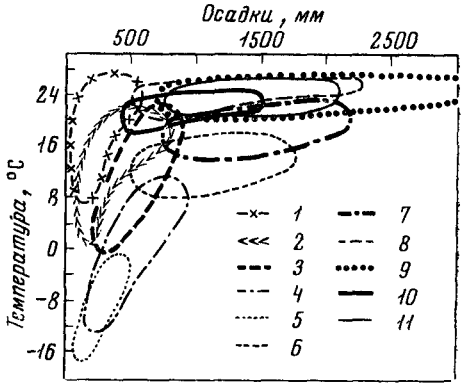


Рис. 25. Зависимость между гидротермическими условиями и почвенным покровом (по Волобуеву, 1953)

1 — сероземы и пустынные почвы;
2 — каштановые почвы;
3 — черноземы;
4 — подзолы;
5 — тундровые почвы;
6 — бурые лесные почвы;
7 — желтоземы;
8 — латериты;
9 — красноземы, чаще оподзоленные;
10 — слабовыщелоченные почвы сухих лесов;
11 — красно-бурые почвы

собствовала глубокой степени выветривания первичных минералов почвы.

Совместное влияние гидротермических условий хорошо прослеживается на растительности, на биологической продуктивности и на гумусообразовании. Оптимальные условия для фотосинтеза и продуктивности фитобиомассы создаются при определенных отношениях атмосферных осадков, температуры и потенциальной испаряемости.

Разложение и гумификация органического вещества также являются функцией совместного влияния увлажнения и температуры. Об этом

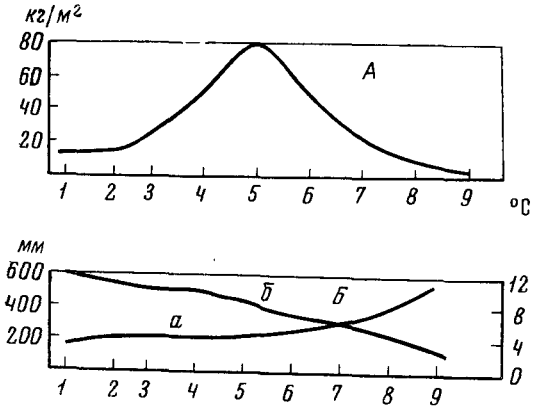


Рис. 26. Запасы гумуса и климатические условия основных почвенных типов и подтипов в пределах СССР (Тюрин, 1949)

А — запасы гумуса в почвах до глубины 100—200 *см* в *кг* на 1 *м*² площади;
Б — средняя годовая: *а* — температура; *б* — сумма осадков.
Почвы:
1 — подзолистые;
2, 3, 4 — оподзоленные лесостепные: светлые (*2*), темные (*3*), выщелоченные (*4*);
5, 6 — черноземы: мощные (*5*), обыкновенные (*6*);
7, 8 — каштановые: темные (*7*), светлые (*8*);
9 — сероземы

можно судить по данным опытов П. С. Костычева, обработанным В. Р. Волобуевым. Наиболее полное разложение органического вещества, до 90% от исходной массы, создается при влажности порядка 60—65% и температуре 45—50°. Если влажность и температура выходят за эти пределы, то процесс минерализации органического вещества задерживается. Происходит накопление органического вещества в виде торфа, гумуса и т. д.

Из данных гидрометеорологии и физики почв известно, что величины температуры и влажности верхних горизонтов почв всегда меньше указанных пределов. Поэтому в почвах создаются обычно условия для неполной минерализации органического вещества, что и ведет к накоплению гумуса. О зависимости содержания гумуса в почвах от гидротермических условий можно судить по рис. 26, где приведены данные И. В. Тюрина и его сотрудников для условий СССР. Максимальное содержание гумуса, порядка 80 *кг/м*³, обнаруживается лишь в определенных группах черноземов, там, где коэффициент увлажнения приближается к единице. При других соотношениях увлажнения и температуры содержание гумуса в почвах резко уменьшается.

В тех случаях, когда происходит параллельное возрастание среднегодовых температур и количества атмосферных осадков, при однородных горных породах, рельефе и сходном возрасте создаются условия для относительно более глубокого и интенсивного выветривания почвообразующих пород, для формирования глинистой фракции (рис. 27), для выщелачивания и развития кислотности (рис. 28).

Суммарный эффект совместного влияния осадков и температуры на почвообразование очень сложен. Многое зависит от сочетания гидротермических условий и почвенно-геохимической обстановки местности и осо-

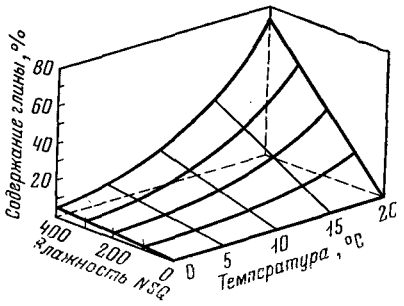


Рис. 27. Общая зависимость глинообразования в почвах от гидротермических условий (Иенни, 1948)

NSQ — коэффициент, показывающий степень увлажненности — сухости климата в виде отношения:

$$\frac{\text{осадки, } мм}{\text{абс. дефицит насыщенности, } мм}$$

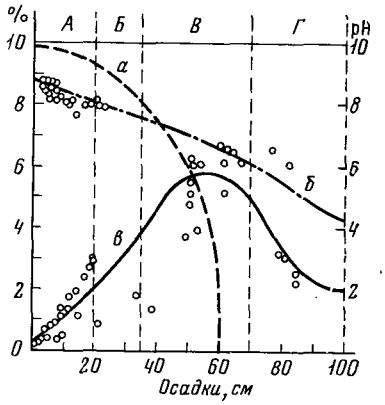


Рис. 28. Влияние климатических условий на гумусность и выщелоченность почв Китая (Ковда, 1959)

Почвы:
А — бурые степные;
Б — каштановые;
В — черноземы и темные луговые;
Г — бурые лесные
а — $CaCO_3$, %;
б — pH;
в — гумус, %
Температура возрастает в том же направлении, что и осадки

бенно от соотношения приходных и расходных статей в балансе веществ, вовлеченных в почвообразовательный процесс. На плато в условиях умеренно влажного или умеренно теплого климата будут формироваться почвы глубокого профиля, большой выветренности и выщелоченности, значительной глинистости, с развитым гумусовым горизонтом и высокой поглотительной способностью. При тех же температурах и влажности, но в условиях аккумулятивного рельефа, с плохим естественным дренажем и затрудненным оттоком, почвообразовательный процесс будет иметь совершенно другой характер. Здесь будут развиваться процессы заболачивания и оглеения, торфообразования, накопления вторичных минералов, окислов железа, марганца и т. д.

Именно такой значительной разницей в почвообразовательном эффекте осадков и температуры в зависимости от рельефа и геохимического баланса местности объясняется тот факт, что во влажных тропиках и субтропиках красноцветные аллитные почвы существуют лишь на повышенных плато, а на низменных равнинах и в депрессиях образуются слитые черные или торфяно-болотные почвы и железистые латериты. Не менее сильная разница в почвообразовании будет при условиях сухого климата на платообразных равнинах и в обширных депрессиях. В этом случае в депрессиях будут формироваться монтмориллонитовые и иллитовые глины, гумусные, карбонатные, луговые, щелочные или сильнозасоленные почвы, иногда соляные или известково-гипсовые коры. В таком же сухом климате, при тех же величинах осадков и температуры, но на плато будут образовываться малогумусные, незасоленные или остаточно засоленные почвы не очень большой мощности.

Простое сведение почвообразовательного процесса только к его зависимости от тех или иных соотношений температуры и атмосферных

осадков в современном климате, конечно, будет недостаточным и может привести исследователя к ошибочным заключениям.

Одной из важнейших особенностей гидротермических условий является их сезонный и суточный ритм и режим. Существует ритм световой и температурный в течение дня; в средних и высоких широтах отчетливо различаются времена года и смены теплых сезонов холодными, дождливых засушливыми. В климате земного шара и отдельных территорий отчетливо выявляются 11-летние, 25-летние и 100-летние периодические колебания притока тепла и количества атмосферных осадков. Все эти пульсирующие ритмические явления суточных, сезонных и многолетних колебаний влажности, света и тепла, поступающих на Землю, отражаются в суточных, сезонных, годичных и многолетних циклах динамики почвообразовательного процесса.

Оценивая роль температуры и атмосферных осадков в почвообразовательном процессе, надо всегда стремиться установить главные вариации и основные направления смен водно-термического режима на территории, где изучается почвенный покров. При оценке почвообразующего эффекта климата кроме осадков и температуры огромное значение имеет характер их распределения и особенно продолжительность морозных, теплых, дождливых и бездождных периодов. Эти показатели значительно варьируют на земном шаре. Характер растительности, биомасса, формирование почвенного гумуса, степень выщелоченности или засоленности почв тесно связаны с этим явлением.

СЕЗОННЫЕ ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ, СВЯЗАННЫЕ С ВЛИЯНИЕМ КЛИМАТА

Ведущая роль в почвообразовании принадлежит деятельности организмов, в особенности растениям; тем не менее важнейшим обязательным элементом почвообразовательного процесса является вся совокупность механических, химических и физико-химических изменений почвообразующей породы и минералов, растворение, выщелачивание и перераспределение солей, коллоидных растворов и суспензий в почвенной толще и ландшафте. Все эти явления тесно связаны с влиянием климата.

Сезонное разбавление и нисходящие движения почвенных растворов

Почти во всех климатических областях мира, хотя и в разной степени выраженности, существует сезонная циклическая последовательность метеорологических условий и смены времен года. Влажные сезоны года сопровождаются поступлением на поверхность и в толщу почв бо́льших количеств воды, что обусловливает разбавление почвенных растворов и развитие сезонных (постоянных или периодических) нисходящих токов. Глубина нисходящего движения растворов зависит от проницаемости материнской породы, климатических условий и рельефа местности.

В пустынях сезонное нисходящее движение почвенных растворов может быть не ежегодным и ограничиваться лишь несколькими сантиметрами. В условиях степей и саванн сезонное нисходящее движение влаги распространяется на глубину 50—70 *см*, а иногда 2—3 *м*.

Во влажных областях в дождевой сезон нисходящим движением влаги захвачены обычно не только верхние горизонты почвы, но и весь комп-

лекс почвенных горизонтов и коры выветривания. При этом почвенные растворы нисходящим током сбрасываются глубоко в подпочвенные водоносные горизонты. Происходит сквозное промачивание и промывание почвы на глубины 5—10 *м*, до уровня грунтовых вод. Такой тип сезонного увлажнения характерен для северных лесных областей, для лесных субтропических и тропических областей. В областях муссонного климата наиболее влажным сезоном года обычно является лето. Тогда же происходит максимальное разбавление и вынос почвенных растворов в нисходящем направлении.

Сезонное увлажнение почв и развитие нисходящих токов влаги нередко сопровождаются развитием анаэробных условий и усилением восстановительных реакций, переводящих соединения железа и марганца в подвижные формы. Это явление усиливается при менее проницаемых почвообразующих породах и плохом естественном дренаже. В период сезонного промывания в почве преобладают процессы растворения, гидролиза соединений и процессы их выщелачивания и выноса.

Сезонное концентрирование и восходящее движение почвенных растворов

Смена влажных времен года сухими и жаркими сопровождается развитием в почвенной толще процессов испарения, возрастанием концентрации растворов и передвижения их в восходящем направлении. Испарение в различных климатических условиях колеблется в пределах от сотни до тысяч миллиметров в год; соответственно и интенсивность восходящих токов почвенных растворов будет различной.

Весьма сильным фактором, способствующим восходящему движению почвенных растворов, является транспирация. Растения, особенно древесные, способны транспирировать тысячи миллиметров влаги в год. Потребление почвенной влаги корневой системой растений сопровождается непрерывными притоками почвенных растворов сбоку и снизу. Чем ближе расположен к поверхности уровень грунтовых вод, тем больше влияние грунтовых вод на почвообразовательный процесс. Чем ближе уровень грунтовых вод, тем интенсивнее проявляется в почвообразовании роль сезонного восходящего тока почвенных растворов.

При близких к поверхности грунтовых водах (1—3 *м*) в условиях сухого и жаркого климата развивается постоянный интенсивный восходящий ток почвенно-грунтовых вод в виде капиллярной влаги. Этим путем может испаряться значительно больше влаги, чем выпадает с атмосферными осадками. В сухие периоды испарения и восходящего тока сильно возрастает концентрация почвенных растворов, в почве происходит накопление растворимых солей, накопление и коагуляция почвенных коллоидов, синтез новых соединений, в том числе и глинных минералов.

В сухие сезоны года возрастает степень аэрации почвенного раствора и увеличивается значение окислительных реакций. Подвижность соединений железа и марганца резко уменьшается, и они переходят в осадок.

Сезонное замерзание, размерзание, высыхание

Сезонные смены температуры, ведущие к замерзанию и размерзанию почвы, также сопровождаются глубокими, часто необратимыми изменениями в почвах и являются типичными элементами почвообразовательного процесса, связанными с особенностями холодного климата.

При замерзании происходит осаждение солей из раствора, коагуляция коллоидных соединений, их обезвоживание и структурообразование почвенной массы. Глубокое промерзание при низких температурах (—20, —40°) стерилизует почву, и часть низших организмов погибает.

Сходные изменения (выпадение в осадок, коагуляция, частичная стерилизация) происходят при сезонном сильном высыхании и нагревании: дегидратация коллоидов и их кристаллизация, кристаллизация солей, обезвоживание глин, отмирание или инцистирование низших организмов.

Замерзшая вода в почве перестает передвигаться, сохраняясь до весны, и, когда мерзлотные горизонты оттаивают, почва переувлажняется. Мерзлота вообще сохраняет влагу в почвах и летом является дополнительным источником водного питания растений.

Сезонное передвижение растворов в ландшафте

Наряду с вертикальным восходящим и нисходящим сезонным периодическим передвижением почвенных растворов, продуктов выветривания и почвообразования, в ходе почвообразовательных процессов столь же большая роль принадлежит сезонному передвижению растворов в ландшафте по уклону местности.

Дождевые и снеговые воды в виде делювиальных и пролювиальных потоков ежегодно уносят с положительных форм рельефа и откладывают в отрицательных формах рельефа твердые частицы почв, органическое вещество, коллоидные соединения, легкорастворимые соли.

Весьма большую роль в почвообразовании играет сезонный внутрипочвенный боковой сток растворов. Водонепроницаемые подпочвенные горизонты, глинистые подстилающие прослои, замерзшие слои почв ранней весной задерживают нисходящий ток влаги, накапливают свободные гравитационные воды («верховодка»), которые начинают медленно стекать по уклону местности по поверхности водонепроницаемого горизонта.

Делювиальный внутрипочвенный сток выносит продукты почвообразования и выветривания с участков, расположенных на повышенных элементах рельефа. Пониженные элементы рельефа, куда направлен внутрипочвенный сток, получают растворенные в воде вещества: легкорастворимые соли, подвижные органические соединения, соединения железа, марганца, кремнезема, алюминия, микроэлементы.

Еще большую роль в горизонтальном перераспределении продуктов выветривания и почвообразования играет местный поток временных грунтовых вод. Верхний горизонт грунтовых вод тесно связан с почвой и своим химическим составом отражает и обусловливает направление почвообразовательного процесса.

Грунтовые воды, перемещаясь по уклону местности от водоразделов в балки, поймы, реки, овраги, озера, выносят в растворенной форме попадающие в них продукты почвообразования и выветривания.

Чем влажнее климат, тем интенсивнее питание почвенно-грунтовых вод путем инфильтрации атмосферных осадков, тем интенсивнее вынос грунтовыми водами продуктов выветривания и почвообразования. Там, где грунтовые воды приближаются к поверхности или выходят на дневную поверхность и расходуются на испарение, в больших количествах накапливаются принесенные ими соединения. В этом заключается, в частности, причина высокой засоленности и карбонатности равнинных низ-

менностей в пустынях, где полностью испаряются все наземные и подземные водные растворы, приходящие со стороны возвышенностей, и где нисходящие токи влаги почти не выражены.

Воды поверхностного и внутрипочвенного грунтового стока собираются также в ручьях и реках. Поэтому ручьи и реки играют очень большую роль в перераспределении продуктов выветривания и почвообразования.

Боковое и горизонтальное перераспределение продуктов почвообразования и выветривания с сезонными движущимися растворами является одной из причин развития глубоких различий между почвами влажных и сухих областей, а также низменностей, террас, водоразделов и гор.

ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ

Вся кайнозойская эра характеризуется глубокими изменениями в природе нашей планеты. Общее сокращение площади Мирового океана с одновременным значительным поднятием суши и расширением ее площади сопровождалось постепенным похолоданием климата к плиоцену и плейстоцену. В наибольшей степени эти изменения климата сказались на средних и высоких широтах, которые утратили свойственные им тропические, субтропические и умеренно теплые влажные климаты, сменившиеся холодным и умеренно холодным климатом, а затем и наступлением ледниковых эпох. Ледники, закрывшие до 30% поверхности суши, еще более способствовали охлаждению климата внетропических территорий обоих полушарий. При максимальном развитии ледниковых покровов и вековой мерзлоты ледники распространялись в Евразии до 45° с. ш., внедрившись в пределы современного умеренного климата степей, и в Северной Америке до 38° с. ш., дойдя до субтропических районов, т. е. на 2—2,5 тыс. *км* южнее, чем в Евразии (Марков, 1948, 1968).

Объемы ледниковых масс достигали в Европе 7,6 млн. $км^3$, в Северной Америке (включая Гренландский щит) 23,9 млн. $км^3$. Мощность этих покровов составляла 1,5—2—4 *км* (Воронов, 1964, 1968). По существу это были грандиозные ледяные горные цепи, охладившие климат ледниково-перигляциальной области и обводнявшие при осцилляции и отступании льдов прилегающую внеледниковую зону. Доледниковые почвы и коры выветривания, естественно, были разрушены, перемешаны с моренными и флювиогляциальными наносами и переотложены в лёссовых и аллювиальных толщах перигляциальных территорий.

В истории оледенения северного полушария было не менее трех-четырех этапов распространения ледниковых покровов на юг, перемежавшихся с полным отступанием их далеко к северу. В эпохи наступания ледников усиливались похолодание и сухость климата. В межледниковые эпохи устанавливался умеренно теплый лесной климат. Соответственно менялся характер почвообразования. В конце ледникового периода, по К. К. Маркову (после валдайского оледенения), фронт ледникового покрова отступал особенно быстро. За 1000 лет исчезли ледниковые покровы и началось послеледниковое время — так называемый голоцен. Однако многие исследователи считают, что ледниковая эпоха в жизни планеты все еще не кончилась, так как и в настоящее время ледники и вековая мерзлота занимают до 11% поверхности суши.

В послеледниковое время в Европе еще неоднократно происходили изменения гидротермического режима. Особо следует отметить период

термического максимума (примерно около 7 тыс. лет назад), сменившийся наступлением атлантического климата (примерно 4—6 тыс. лет назад).

Начало нашей эры сопровождалось похолоданием климата, которое сменилось несколько более теплым и более мягким современным климатом (табл. 13). Несомненно, что во время термического максимума

Таблица 13

Расчленение голоцена по Ф. Фирбасу

(цит. по М. И. Нейштадту, 1965, с сокращениями)

Время	Абсолютный возраст, годы	Климатический период	История лесов Восточной Европы
Послеледниковое	+2000	Субатлантический	Леса сильно изменены деятельностью человека
	0	Суббореальный	Буковые леса
	—4000	Атлантический	Смешанные дубовые леса
	—5000	Термический максимум	
		Бореальный	Богатые орешником сосновые и смешанные дубовые леса
	— 800	Предбореальный	Березовые и сосновые леса
Позднеледниковое		Субарктическое время: молодое, среднее, старое	Безлесные сообщества, но появились березовые и сосновые леса
	—12 000	Старейшее безлесное время	Безлесные сообщества

природные зоны сильно сдвинулись к северу. Тундра должна была отступить. Далеко продвинулись к северу леса и лесные почвы. На равнинах Европы к югу от границ валдайского оледенения термический максимум усилил процессы испарения почвенно-грунтовых вод, что способствовало интенсивному накоплению углекислого кальция в осадочных отложениях, лёссах и лёссовидных суглинках бывших перигляциальных областей. Термический максимум, вероятно, сыграл особенно большую роль в процессах загипсовывания, засоления и осолонцевания осадков и почв южной периферии Русской равнины, Сибири и Средней Азии.

На Североамериканском материке эпоха оледенений проходила раньше, интенсивнее и со значительным распространением на юг, до границ современного субтропического пояса. И здесь установлены четыре эпохи оледенения, разделенные тремя эпохами межледниковых потеплений. Примерно около 11—10 тыс. лет назад покровные ледники весьма сократились, а полностью исчезли с суши континента лишь 6—5 тыс. лет назад, т. е. позднее, чем в Скандинавии. Гренландия же и ныне закрыта мощным ледниковым щитом.

Надо иметь в виду, что кроме наземного оледенения, покрывшего в северном полушарии площадь 27 млн. *км*^{2}, охлаждение климата в плейстоцене проявилось в форме подземного оледенения (вековая мерзлота на глубину до 500—1500 *м*). Подземное оледенение охватило значительно большую территорию в северном полушарии — 35 млн. *км*^{2}. Как в

Евразии, так и в Северной Америке подземное оледенение сохранилось и поныне, хотя его площадь сократилась, вероятно, в 2 раза. Отступление границ подземного оледенения также сопровождалось потеплением. Однако если в районах наземного оледенения температуры поднялись на 15—50°, то в районах былого подземного оледенения в Азии температуры в эпохи потепления поднимались на 5—6°, а в современную эпоху — лишь на 1—3°. В Европейской части СССР подземное оледенение распространялось до 47—48-й параллели, что должно было наложить отпечаток на почвообразующие породы, рельеф и почвы этих территорий.

Те территории суши, которые в эпоху оледенений лежали за пределами перигляциального пояса и ныне расположены в области теплого и субтропического климата (Средиземноморье, Северная Африка, Южная Азия), испытали также значительные изменения климата (Fairbridge, 1962, рис. 35). Здесь синхронно главным эпохам оледенений и межледниковий наступали эпохи плювиальные (дождевые) и межплювиальные. Плювиальные эпохи сопровождались заметным похолоданием, межплювиальные — потеплением, сухостью и расширением аридных областей.

Материковые и горные ледниковые покровы давали значительные массы талых вод, поэтому во время плювиальных эпох создавались весьма благоприятные условия для регионального обводнения огромных территорий в Аравии, Северной Африке, в южных частях Азии, Европы и Северной Америки. Это проявилось в образовании обширных древних озерных и аллювиальных равнин. Каспийское море трансгрессировало далеко на север и восток. Отдельные озера приближались по размеру к Аралу. В современных условиях на месте плювиального пояса сложились субтропические и средиземноморские области, пустыни и сухие степи, которые имеют все признаки былой обводненности, неоднократных усыханий и современного сокращения площади озер. Большинство озер приобрело повышенную соленость, множество озер исчезло. В истории колебания климатов Южной Америки и северного полушария много сходного.

В современном тропическом и экваториальном поясах изменения, вызванные оледенениями в северном и южном полушариях, были наименьшими. Однако и здесь в эпохи образования больших ледниковых покровов происходило некоторое похолодание, увеличение количества атмосферных осадков, заметное снижение снеговой линии в горах. Границы же тропических пустынь при этом смещались к экватору. Есть указания на то, что влажный экваториальный пояс в ледниковые эпохи смещался к югу, за пределы географического экватора (Марков и др., 1968).

Обобщения, сделанные Р. Файрбриджем (Fairbridge, 1962), показали, что в общем виде разрастание ледниковых масс на континентах совпадало с периодами снижения солнечной радиации. Таких осцилляций ледниковых покровов было не менее пяти. Они вызывали смещение холодного влажного и засушливого поясов далеко к экватору. В периоды же таяния льдов границы влажных теплых областей смещались к высоким широтам, оттесняя засушливый и холодный влажный пояса.

Ледниковый период в южном полушарии также далеко не закончился. Именно здесь, в Антарктике, сосредоточены главные массы материковых льдов нашей планеты (13 900 000 *км*^{2}). Здесь же расположен мировой полюс холода, который в эпоху максимальных оледенений был в северном полушарии.

В современную историческую эпоху, т. е. на протяжении последних 8—5 тыс. лет, по-видимому, происходит дальнейшее потепление климата,

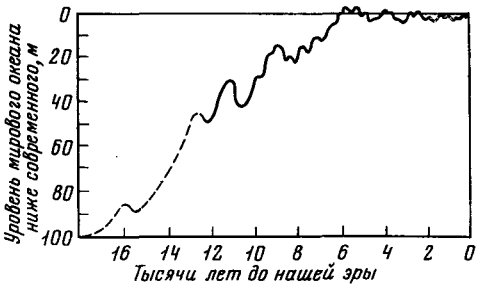


Рис. 29. Повышение и колебания уровня Мирового океана за минувшие 20 000 лет (Fairbridge, 1962)

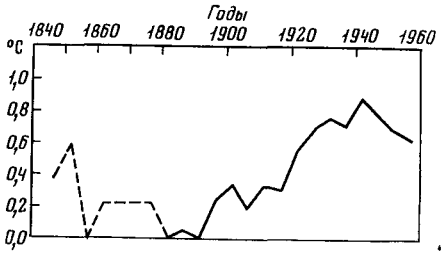


Рис. 30. Тенденция колебания среднегодовых температур воздуха за минувшее столетие (по Митчелу)

хотя и с периодическими колебаниями. Наблюдается сокращение площади, занятой льдами, и это сопровождается колебательным повышением уровня Мирового океана. Однако, по данным Файрбриджа (Feirbridge, 1962), последние 5 тыс. лет в жизни океана характеризуются скорее стабильно-колебательным режимом (рис. 29).

По сводным данным К. Брукса (1952), период пятого тысячелетия до нашей эры был наиболее влажным для суши планеты. И наоборот, период третьего тысячелетия характеризовался заметным спадом количества атмосферных осадков. Время первого тысячелетия до нашей эры — это время уменьшения увлажнения и сильной периодической сухости.

Наша эпоха в целом суше, чем предшествующая, хотя и были периоды некоторого увеличения осадков. Наконец, самые последние столетия скорее имеют тенденцию к уменьшению, чем к увеличению увлажненности. Надо, однако, иметь в виду, что составить общепланетарную картину динамики атмосферных осадков в историческое время крайне трудно. Во-первых, нет достаточно достоверных данных. Во-вторых, реальная картина увлажнения крайне противоречива по континентам и регионам.

Что касается термического режима, то после значительного потепления климата в период пятого тысячелетия до н. э. температуры в общем сильно упали, хотя в первом тысячелетии происходил подъем в течение нескольких столетий, после чего опять наступило заметное похолодание (К. Брукс). В дальнейшем отмечались столетние ритмы сухих, жарких и влажных холодных периодов, связанных, по-видимому, с активностью Солнца. Один из таких столетних циклов показан на рис. 30.

Общепризнанно, что 20-е столетие характеризуется некоторым потеплением и смягчением климата в связи с продолжающимся таянием ледников в Арктике. Однако в 1967—1971 гг. наметилась тенденция похолодания.

В заключение приводим схему климатических поясов и областей земного шара, составленную по карте Алисова (рис. 31).

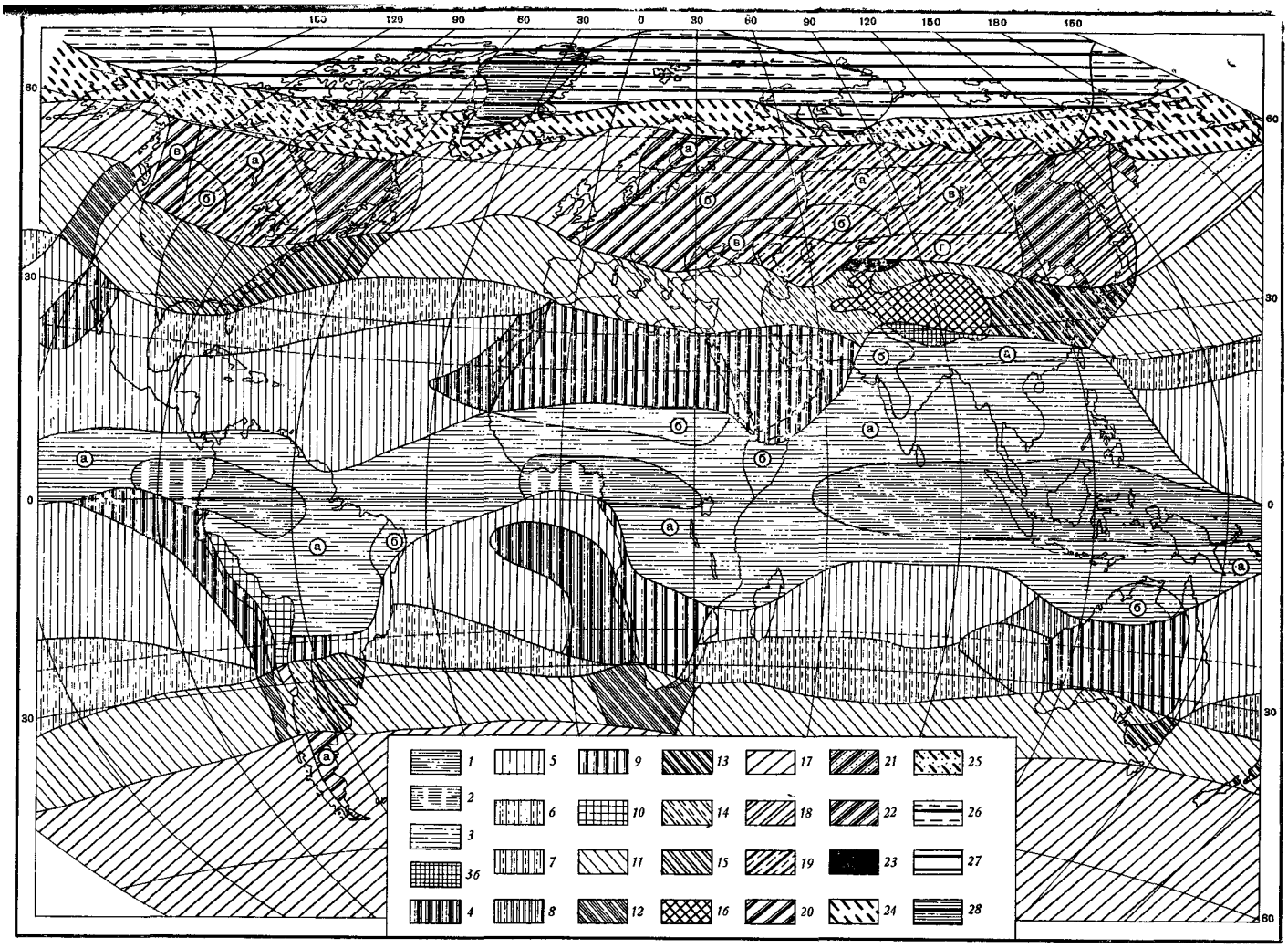


Рис. 31. Климатические пояса и области (Физико-географический атлас мира, 1964)

Пояснення см. на стр. 190—191.

I. Экваториальный пояс

Преобладают слабые неустойчивые ветры. Жарко и влажно. Сезонные колебания температуры и влажности воздуха очень малы (меньше суточных). Частые ливни и грозы.

1. Особенно жаркие области.
2. Менее жаркие области.

II. Субэкваториальный пояс

Летом преобладают экваториальные, зимой тропические типы воздушных масс. В летний период преобладают ветры от экватора, в зимний — к экватору. Зимний период лишь немного прохладнее летнего и на материках отличается сухостью. На океанах преимущественно в летне-осенний период возникают тропические циклоны (тропические ураганы, тайфуны).

3а. Области с достаточным увлажнением.
3б. Области с неустойчивым увлажненнем.

III. Тропические пояса северного и южного полушарий

Преобладают ветры восточных румбов. Сезонные изменения температуры воздуха хорошо заметны, особенно на материках. На океанах наблюдаются тропические циклоны.

4. Области неустойчиво стратифицированных пассатов, сравнительно прохладные, почти бездождные, но с высокой относительной влажностью воздуха и частыми туманами. Холодные морские течения.
5. Пассатные сравнительно дождливые области. На суше резкие различия в количестве осадков на наветренных и подветренных склонах гор.
6. Области переменных ветров и затишья.
7. Летом устойчиво стратифицированный пассат, зимой переменные ветры.
8. Зимой устойчиво стратифицированный пассат, летом переменные ветры.
9. Жаркие засушливые области с очень большой суточной амплитудой температуры. Абсолютный (на земном шаре) максимум температуры воздуха.
10. Высокогорный климат тропического пояса.

IV. Субтропические пояса северного и южного полушарий

Летом преобладают тропические, зимой — умеренные типы воздушных масс. За исключением муссонных областей, летом преобладает антициклоническая, зимой циклоническая погода. Значительные сезонные различия температуры и осадков. Возможны снегопады.

11. Летом преобладает ясная, теплая погода; зимой — дождливая, ветреная.
12. Относительно прохладное, бездождное лето, с частыми туманами; дождливая зима, холодные морские течения.
13. Муссонные области. На суше жаркое, дождливое, очень влажное лето и относительно холодная, сухая зима.
    На океанах более ровный годовой ход температуры и осадков.
14. Сухое жаркое лето и относительно холодная зима.
15. Равномерное увлажнение в течение всего года.
16. Высокогорный климат субтропического пояса.

V. Умеренные пояса северного и южного полушарий

Преобладают западные ветры. На океанах во все сезоны развита циклоническая деятельность, частые штормы, особенно в южном полушарии. Еще более возрастают сезонные колебания температуры воздуха. На материках зимой почти всюду снежный покров. На океанах южного полушария морские плавучие льды и айсберги могут встречаться во все сезоны года.

17. Относительно теплая зима с неустойчивой погодой и сильными ветрами. Относительно прохладное лето с более спокойной погодой. Равномерное, местами избыточное увлажнение.
18. Значительно более холодная зима. В северных районах наблюдаются льды. Летом много туманов.

19. Области материкового климата. Большие сезоиные колебания температуры воздуха. Осадки убывают с севера на юг:
    а) увлажнение достаточное;
    б) увлажнение неустойчивое;
    в) сезонные колебания температуры особенно велики. Осадков мало, они выпадают преимущественно летом. Снежный покров мал;
    г) засушливые области.
20. Области переходного климата от океанического к материковому:
    а) увлажнение избыточное;
    б) увлажнение достаточное;
    в) увлажнение недостаточное.
21. Муссонные области. Влажное дождливое лето, холодная сухая зима.
22. Влажное прохладное лето, холодная снежная зима.
23. Высокогорный климат умеренного пояса.

VI. Субарктический и субантарктический пояса

Летом преобладают умеренные, зимой — арктические и антарктические типы воздушных масс. Сезонная смена преобладающих ветров. Большие сезонные колебания температуры воздуха. На материках сплошное распространение многолетней мерзлоты почвы. На океанах много плавучих льдов и айсбергов.

24. Прохладное сырое лето. На морях частые туманы. Ветреная влажная зима.
25. Наибольшие на земном шаре сезонные колебания температуры воздуха; зимой на горах значительно теплее, чем в долинах.
26. Зимой ветры с Антарктического материка, летом — западные морские. Холодная зима, многочисленные плавучие льды и айсберги. Прохладное сырое лето, льдов мало.

VII. Арктический и антарктический пояса

Ледяной покров преобладает в течение всего года. Холодная зима, холодное лето, осадков мало.

27. Сравнительно мягкая зима, холодное лето (около 0°).
28. Холодная зима, холодное лето (около 0°).

ГОРНЫЕ ПОРОДЫ И ИХ РОЛЬ В ПОЧВООБРАЗОВАНИИ

Литосфера, т. е. твердая оболочка земного шара, состоит из закономерных ассоциаций различных минералов, образующих определенные типы горных пород. Верхние горизонты этих пород под воздействием климатических и биологических факторов превращаются в почвы. Различия в свойствах почвообразующих горных пород унаследуются почвами. Однотипные почвы, образовавшиеся на неодинаковых горных породах, всегда различаются.

Особенно велико влияние горных пород на начальных стадиях почвообразовательного процесса. Механические свойства горных пород, их плотность и проницаемость, минералогический состав и химические особенности существенно сказываются на скорости и направлении почвообразовательного процесса. Первоначальный запас в горных породах фосфора, кальция, серы, калия и других элементов в значительной степени определяет уровень и устойчивость естественного плодородия почв, особенно во влажном климате. При равнинном рельефе вариации свойств почвообразующих пород обычно незначительны. В странах горного рельефа пестрота горных пород исключительно велика, и там прямое их влияние на особенности почвообразования наиболее резко выражено.

Горные породы обычно разделяют на три большие группы: магматические (или массивно-кристаллические), осадочные и метаморфические.

Кратко рассмотрим особенности каждой группы пород с точки зрения формирования почв и почвенного плодородия.

МАГМАТИЧЕСКИЕ (МАССИВНО-КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ) ПОРОДЫ

Массивно-кристаллические породы представляют собой охлажденную и затвердевшую магму, которая вышла на поверхность земли или застыла в виде обширных тел на глубинах. Эти горные породы, как правило, имеют очень плотную массивную структуру, кристаллическое или скрытокристаллическое зернистое строение. По химическому составу они слагаются главным образом из соединений кремния, алюминия, железа, щелочей, магния и кальция. Однако в различных горных породах этого типа соотношение названных компонентов значительно варьирует. Так, в зависимости от содержания и соотношения соединений

кремния и щелочей, с одной стороны, железа, кальция и магния — с другой, различают магматические породы кислые и основные. В целом магматические породы резко отличаются от осадочных.

Кислые магматические породы включают граниты, гранулиты, пегматиты, риолиты, липариты и др. Для них характерно высокое содержание кремнезема (63—77 вес.% SiO_2), заметное количество натрия и калия, небольшое содержание железа, ничтожное — кальция и магния, относительно повышенное — фтора и бора. Кислые магматические породы обычно окрашены в светлые и буроватые тона; в них отчетливо различаются кристаллы кварца, полевых шпатов, слюд. Породы содержат повышенное количество рубидия, бария, редких земель, иттрия, молибдена, циркония, урана, радия. В то же время кислые изверженные породы отличаются малым содержанием хрома, цинка, никеля, кобальта, меди, титана. Кислые магматические породы содержат большое количество газов, которые при нагревании могут быть выделены (CO, CO_2, H_2S, CH_3, H, N, Cl, HCl).

Продукты выветривания и почвы, образующиеся из кислых магматических пород, например гранитов, особенно на ранних стадиях выветривания отличаются рыхлостью, песчанистостью и гравийным характером материала, более или менее достаточным содержанием калия, связанного с минералами группы слюд. Однако в условиях очень влажного климата, при сильном выщелачивании атмосферными осадками почвы, образующиеся из горных пород кислой магмы, быстро утрачивают плодородие и приобретают повышенную кислотность вследствие интенсивного вымывания щелочных и щелочноземельных металлов. В табл. 14 приво-

Таблица 14

Средний химический состав кислых пород, %

(по Дэли, 1936)

Окислы	Плутонические				Эффузивные			
	докембрийский гранит (мировой)	докембрийский граиит Швеции	посткембрийский гранит	гранит всех периодов *	риолиты включая 24 липарита	липарит	риолит	кварцевый порфир
Число анализов	47	114	184	546	126	24	102	50
SiO_2	71,56	70,33	70,28	70,77	73,89	73,89	73,88	73,16
TiO_2	0,48	0,54	0,34	0,39	0,33	0,49	0,29	0,33
Al_2O_3	4,20	13,86	15,10	14,59	13,69	14,37	13,54	14,33
Fe_2O_3	11,47	2,19	1,63	1,58	1,47	1,67	1,42	1,57
FeO	1,65	1,89	1,67	1,79	0,90	0,31	1,04	1,02
MnO	0,18	0,26	0,11	0,12	0,08	0,13	0,07	0,09
MgO	0,59	0,85	1,09	0,89	0,38	0,41	0,38	0,53
CaO	1,98*	2,22	2,22**	2,01	1,22	1,14	1,24	1,39
Na_2O	3,26	3,19	3,31	3,52	3,43	3,59	3,39	2,88
K_2O	4,53	4,41	3,98	4,15	4,53	3,99	4,65	4,61
P_2O_5	0,10	0,26	0,27	0,19	0,08	0,01	0,10	0,09

* Включая 0,08 % BaO и 0,01 % SrO.

** Включая 0,06 % BaO и 0,02 % SrO.

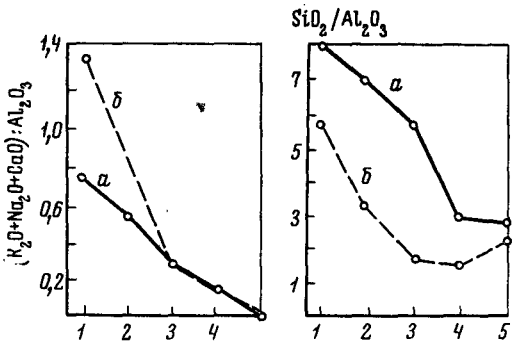


Рис. 32. Особенности выветривания кислых и основных изверженных пород (по Иенни, 1948)

а — кислая;
б — основная.
1 — порода;
2 — выветрелая порода;
3 — молодая почва;
4 — средняя почва;
5 — древняя почва

дятся аналитические данные, иллюстрирующие состав кислых магматических пород.

Основные магматические породы, включающие базальт, перидотит, дунит, габбро, характеризуются низким содержанием кремнезема (40—60 вес.%). Бо́льшая часть этого кремнезема связана в алюмосиликатных минералах. Свободный кремнезем в виде кварца содержится лишь в небольшом количестве. Основные магматические породы в отличие от кислых относительно богаты соединениями железа, марганца, хрома, кобальта, цинка, титана, никеля, меди. Они мало содержат циркония, иттрия, редких земель, бария, рубидия, лития, радия. Горные породы щелочной магмы отличаются очень темной, иногда черной окраской, что объясняется отсутствием кварца и преобладающим содержанием темноокрашенных минералов, таких, как оливин и др. Продукты выветривания и почвообразования на горных породах щелочной магмы обычно быстро приобретают глинистый характер, длительное время сохраняют щелочную и нейтральную реакцию, отличаются повышенным содержанием почвенного гумуса и вторичных глинных минералов монтмориллонитового типа (рис. 32); почвы, образовавшиеся на таких породах, отличаются высоким и относительно устойчивым плодородием даже в условиях влажного тропического климата.

Между двумя основными группами массивно-кристаллических магматических пород — кислыми и основными — существует ряд переходных групп, среди которых некоторые ближе к основным породам, например андезиты и диабазы, а некоторые, например диориты, наоборот, ближе к породам кислой магмы.

Граниты и близкие к ним породы кислой магмы на севере Европы образуют так называемый Фенно-Скандинавский щит. Обширные пространства заняты гранитами и риолитами в Южном Китае, Латинской Америке (особенно в Бразилии) и Африке. В двух последних широко распространены древние граниты, которые вышли на поверхность в результате длительной эрозии и денудации.

Основные породы — базальт, андезит и вулканическая лава являются субстратом современного почвообразования в Западной Грузии, Армении, Турции. Очень большие территории Центральной Индии, так называемое Деканское плато, заняты породами этого же типа. Именно на переотложенных продуктах выветривания этих пород образовались знаменитые по своему плодородию темноокрашенные почвы, так называемые регуры (черные хлопковые почвы). Основные изверженные породы часто встречаются на территории Сибири, Японии, Австралии, Эфиопии, Египта, Чили и Мексики, а также на территориях всех областей третич-

Таблица 15

Средний химический состав основных магматических пород, %
(по Вагеру, цит. по Дэли, 1936)

Окислы	Базальт Деканского плато	Базальт Гавайских островов	Щелочной базальт Гавайских островов	Базальт Калифорнии	Элогит Шотландии	Силикатная часть метеоритов	Дуниты
SiO_2	49,7	50,9	46,7	50,9	50,0	46,2	41,9
Al_2O_3	13,0	13,2	14,4	17,5	13,4	3,4	1,1
FeO	13,2	10,9	11,9	8,5	13,7	17,0	7,3
MgO	5,7	8,0	8,8	8,3	6,5	27,6	46,2
CaO	10,1	10,6	10,6	10,2	11,0	2,9	1,1
Na_2O	2,3	2,2	3,0	2,9	2,4	1,1	0,1
K_2O	0,5	0,4	0,9	0,5	0,4	0,2	0,005
TiO_2	2,6	2,8	3,0	1,0	1,6	0,2	0,1
P_2O_5	0,3	0,3	0,4	0,2	0,1	0,4	0,1
MnO	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,4	0,1

Таблица 16

Главнейшие массивно-кристаллические породы
(по Лучицкому, Кузнецову, 1936)

Порода	Относительное распространение, %	Преобладающие минералы
Граниты (гранодиориты и риолиты)	47	Кварц, полевые шпаты, слюды, роговые обманки
Андезиты	24	Плагиоклазы, слюды, роговые обманки или пироксены
Базальты	21	Плагиоклазы, авгит (оливин), магнитный железняк
Остальные	8	—

ного, четвертичного и современного вулканизма в Латинской Америке, Африке, Азии и особенно на островах Тихого океана, таких, как Гавайские, Галапагосские и др. В табл. 15 приводятся данные о химическом составе основных магматических пород.

Среди массивно-кристаллических пород преобладают (47%) кислые, т. е. граниты и близкие к ним породы, андезиты составляют 24%, а типичные основные породы — базальты занимают по распространенности третье место и составляют 21% (табл. 16).

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Метаморфические породы являются как бы переходными между осадочными и массивно-кристаллическими магматическими породами. Если древние осадочные породы после погружения местности подвергались высокому давлению и воздействию особо высоких температур, они мог-

ли приобрести сходство с магматическими породами, хотя черты их осадочного происхождения не вполне исчезали. Таковы мрамор, кварциты, сланцы, конгломераты. В числе метаморфических пород особенно важны гнейсы, минералогически и химически близкие к гранитам. Надо отметить, что на поверхности земного шара и гнейсы, и метаморфизированные глинистые сланцы занимают вместе с гранитами, гранулитами и пегматитами огромные поверхности. Не исключено, что сами граниты являются продуктами древнего выветривания, седиментации и глубокого метаморфизма.

ОСАДОЧНЫЕ ПОЧВООБРАЗУЮЩИЕ ПОРОДЫ

Хотя изверженные породы широко распространены, все же основные поверхности земной суши покрыты осадочными породами. Поэтому можно считать, что в современную эпоху почвообразовательный процесс происходит главным образом на осадочных породах.

Осадочные породы начали образовываться на нашей планете в самые ранние эпохи ее существования. В ходе геологической истории на земном шаре накопились огромные толщи осадочных пород разного возраста и разного типа. По подсчетам норвежского геохимика В. М. Гольдшмидта (1938), за время существования земной планеты с поверхности каждого 1 *см*^{2} в результате выветривания в эрозии было разрушено и смыто до 160 *кг* первичных магматических горных пород. Из них образовалось в среднем на каждый 1 *см*^{2} до 169,6 *кг* осадочных горных пород. Принимая во внимание, что поверхность земного шара составляет 510 100 934 *км*^{2}, можно оценить вероятную массу всех осадочных пород, вместе взятых. Слоистые толщи осадочных пород накапливались на дне океана, морских и озерных водоемов и равнинах, окаймляющих горы, куда они выносились ледниковыми, водными и воздушными потоками.

Осадочные породы по объемному весу значительно легче магматических. Их окраска разнообразнее и, как правило, светлее; монолитное сложение и кристаллическая структура в осадочных породах в большинстве не выражены. В числе осадочных пород очень важно различать группы морского и континентального происхождения (отложенные без участия морских вод).

В числе осадочных пород значительно преобладают глинистые сланцы (77%), песчаники и известняки занимают подчиненное место (11,3 и 5,9% соответственно). Остальное приходится на долю солей разного рода (5,8%).

Осадочные породы морского происхождения. Сюда относятся известняки, конгломераты, песчаники, глинистые сланцы, глины. Эти породы характеризуются плотной консистенцией, включают остатки морской фауны и флоры, а также имеют примесь извести и легкорастворимых солей, захваченных осадками в процессе их седиментации. Из осадочных пород морского происхождения наиболее специфичны известняки, песчаники и кварциты. На известняках, которые иногда на 75—95% состоят из углекислого кальция или доломита, при выветривании и почвообразовании образуются глинистые структурные почвы нейтральной или слабощелочной реакции, нередко с высоким содержанием почвенного гумуса, с хорошими физическими свойствами и, как правило, с высоким уровнем естественного плодородия. Кварциты и песчаники, состоящие

главным образом из цементированных масс кварца и песка, при выветривании и почвообразовании дают материал песчанисто-гравийного механического состава, бедный элементами питания растений и, как правило, низкого плодородия.

Осадочные породы морского происхождения распространены широко, но на платформах они покрыты континентальными осадками. Горообразовательными процессами и денудацией морские осадочные породы выводятся на поверхность и являются субстратом почвообразования.

Континентальные осадочные породы. Равнинные территории и пологие склоны на суше обычно покрыты отложениями осадочных пород континентального происхождения, таких, как конгломераты, галечники, песчаники, пески, глины и суглинки, соли и др. Континентальные осадочные породы как бы плащом выветривания закрывают изверженные и древние морские осадочные породы, образуя покровы у подножий горных хребтов, в конусах выноса горных потоков, в древних долинах и дельтах рек. Континентальные осадочные породы приносятся и перераспределяются на суше главным образом в результате движения льдов, текучей воды и воздушных масс. Континентальные отложения поэтому не содержат остатков морской фауны и флоры и не включают легкорастворимых морских солей. Лишь те осадочные континентальные породы, которые образовались в условиях жаркого сухого климата, содержат значительное количество солей, химизм которых, однако, отличается от морского.

Морские и континентальные осадочные породы могут быть очень древними или молодыми — отложенными в четвертичный период. Новейшие осадочные породы непрерывно образуются и в настоящее время. Древние осадочные породы в зависимости от их возраста могут быть значительно изменены. Новейшие осадочные породы и породы четвертичного времени обычно более или менее рыхлые, имеют сравнительно низкий объемный вес (0,9—1,6). Они характеризуются высокой пористостью, более или менее ясной слоистостью. Чем древнее осадочные породы, тем больше они изменены. Они делаются более плотными, их объемный вес возрастает до 1,9—2, первоначальная слоистость и пористость уменьшаются или исчезают. Рыхлость и рассыпчатость осадочных пород с возрастом сменяются цементированностью и плотностью. Обычно цементация происходит под влиянием высокого давления, высокой температуры, циркуляции и накопления в породе вторичных соединений извести, окислов железа и марганца и наиболее часто соединений кремнезема.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ХИМИЗМ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Как морские, так и континентальные осадочные породы могут быть подразделены на подгруппы в зависимости от способа накопления: механические наносы, химические осадки, породы биогенного генезиса.

Механические наносы. В зависимости от размера обломков пород, переотложенных под влиянием силы тяжести, движения ледников, текучей воды или ветра, различают:

а) грубообломочные наносы: каменистая морена, галечники, отложения щебня, дресвы, гравия;

б) пески (размеры частиц 1,00—0,10 *мм*), отложенные прибрежными течениями морей и озер, потоками ледниковых вод, рек, ручьев, ветром (барханы и дюны);

в) суглинки (размеры частиц 0,10—0,01 *мм*), отложенные ледниковыми, дождевыми или речными потоками, течениями озерной или морской воды. Различают суглинки легкие, переходящие в пески, и более тяжелые, переходящие в глины. Нередко суглинки слоисты и имеют конкреции окислов железа, марганца или скопления извести и гипса.

Среди суглинистых осадочных пород особенно важны для почвообразования лёссы и лёссовидные породы, занимающие огромные пространства в Центральной Азии и Восточной и Центральной Европе, а также на равнинах Аргентины, Уругвая и Соединенных Штатов Америки. Почвы, образующиеся на лёссах и лёссовидных суглинках, обычно отличаются высоким и устойчивым плодородием (рис. 33).

г) глины (размеры частиц менее 0,01 *мм*) —осадки, отложенные на дне стоячих водоемов, в речных и дельтовых озерах, особенно в озерах ледникового происхождения, в морских лагунах, эстуариях и заливах. В зависимости от условий происхождения глины могут содержать легкорастворимые соли, скопления соединений железа, алюминия, марганца, конкреции и горизонты извести, кристаллы и прослои гипса.

Глины, как правило, более или менее слоисты. Иногда эта слоистость скрытая, но чаще она отчетливо выражена. В сравнении с песками и суглинками глины гораздо более обеспечены элементами минерального питания растений: фосфором, калием, кальцием, медью, цинком, кобальтом. Часто в глинах присутствуют органическое вещество и азот.

Однако физические свойства глин иногда могут быть крайне неблагоприятными для почвенного плодородия. Это зависит от минералогического состава глин. Глины, содержащие значительное количество аморфных, некристаллизованных аллофаноидных минералов, а также минералов группы монтмориллонита, обладают крайне высокой гидрофильностью, часто бесструктурностью и очень низкой проницаемостью для влаги и воздуха, что обусловливает низкое естественное плодородие почв. С глинами, образовавшимися в аридных условиях, иногда связано также присутствие значительных количеств токсических солей, что приводит к высокой исходной засоленности почв, образовавшихся на этих глинах.

Химические осадки. В морских лагунах и заливах, а также в озерах, расположенных в условиях сухого жаркого климата, вследствие интенсивного испарения из раствора выпадают и осаждаются различные химические соединения. Этим путем образуются значительные толщи химических осадочных пород, состав которых тесно связан с геохимической обстановкой местности и условиями природной среды. Химические осадки могут быть совершенно чистыми или более или менее загрязненными примесями механических осадков — глинистых, песчаных и даже каменистых частиц. Примером таких осадочных пород может быть пресноводный мергель, т. е. известковая осадочная порода, содержащая не менее 20—30% углекислого кальция и образующаяся при испарении пресной жесткой озерной или грунтовой воды. На дне соляных озер или заливов и морских лагун с повышенной концентрацией воды происходит химическое осаждение гипса, мирабилита, тенардита, поваренной соли, кремнезема, окислов железа и марганца, соединений микроэлементов.

В прошлые геологические эпохи, в частности в пермскую, процессы образования химических осадочных пород были особенно распространены. Этим путем образовались мощные залежи известняков, гипсов, соляных отложений, которые используются как сырье для цементной и химической промышленности. Почвы, образованные на чистых химических

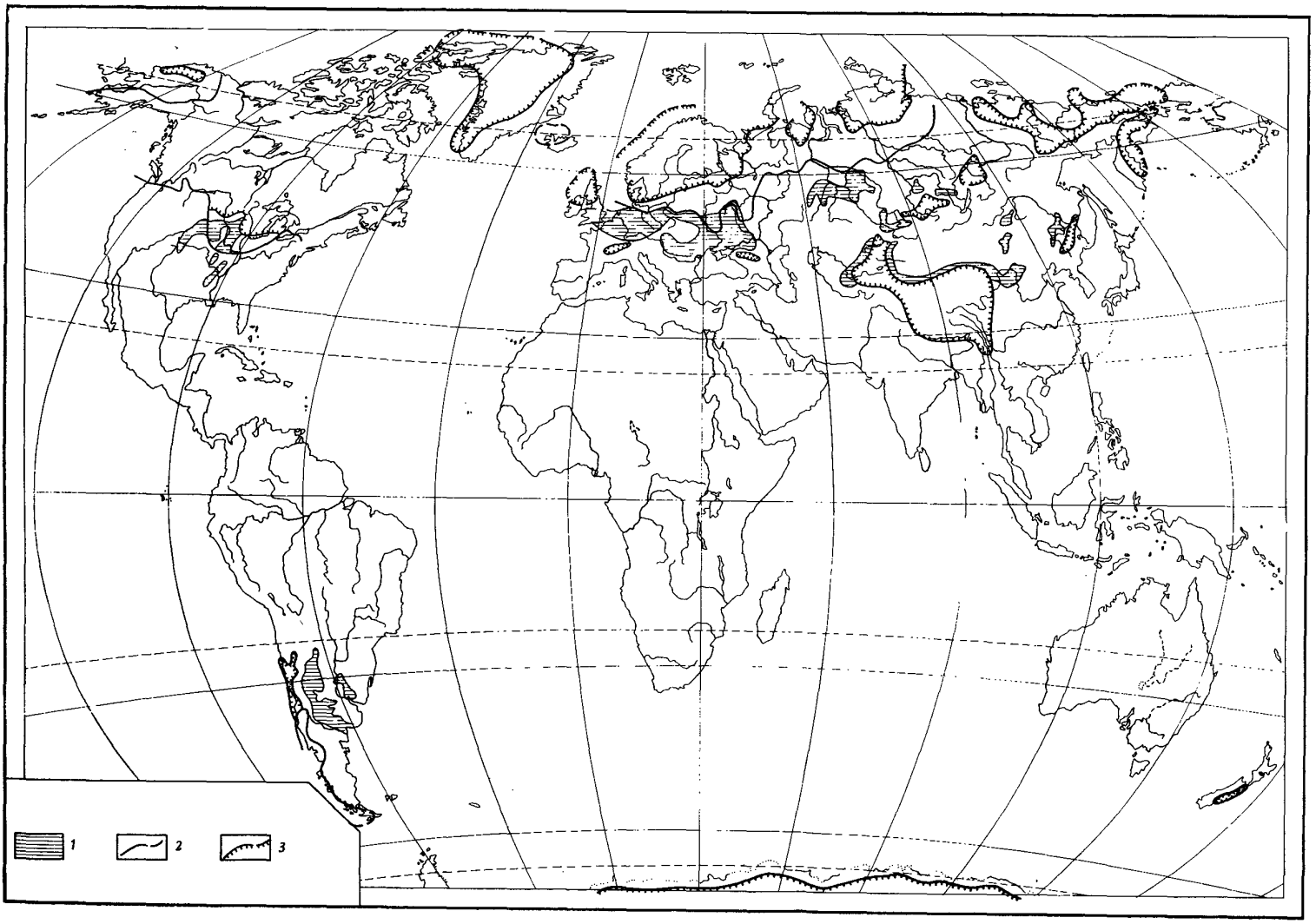


Рис. 33. Схематическая карта распространения лёссовых пород и оледенений (по Маркову и др., 1965)

1 — лёссовые породы;
2 — граннцы среднечетвертичного максимального оледенения;
3 — границы максимального распространения покровного и горно-долинного верхнечетвертичного оледенения

осадках солей, в большинстве случаев отличаются крайне низким плодородием. Образование химических осадков в современных условиях также широко распространено. Так, в черноморских лиманах можно часто наблюдать соляные грязи и концентрированные соляные растворы, из которых выпадает в осадок сульфат или хлорид натрия. То же наблюдается в заливе Каспийского моря Кара-Богаз-Гол. В соляных озерах Западной Сибири и Казахстана идет современное накопление почти чистых осадков сернокислого и углекислого натрия. Равнинные пустыни Чили и Перу закрыты мощными пластами сернокислых и азотнокислых солей древнего происхождения.

Почвы, образующиеся на известняках и мелe, обычно отличаются высоким плодородием и благоприятными физическими свойствами. Во многих случаях тонкие коллоидные глины образовались в природе так же, как продукты химического взаимного осаждения соединений кремнезема и полуторных окислов из водных растворов.

Осадочные породы биогенного происхождения. Особую группу осадочных пород представляют многометровые скопления органического вещества, главным образом растительного происхождения. Органическое вещество может накапливаться в зарастающих озерах, которые постепенно завоевываются торфом. В дельтах тропических рек озера и острова зарастают мощными лесами, перевитыми лианами, а также болотной растительностью. Многочисленные поколения таких лесо-болотных формаций, развивающихся одна на другой, сопровождаются накоплением громадных количеств растительной массы и перемежающихся толщ аллювия, которые, погребаясь новыми минеральными отложениями, под влиянием повышенного давления, температуры и анаэробного разложения, могут превратиться в лигнит или каменный уголь.

Пресноводные послеледниковые озера отличались интенсивной жизнью, разнообразной макро-, мезо- и микрофлорой и фауной. Это вело к тому, что на дне пресноводных озер отлагались значительные толщи тончайшего органического ила, который получил название «сапропель». В древних лагунных осадочных отложениях формировались пока еще не совсем выясненными путями битуминозные породы, асфальты, битумы и нефть.

Органогенными осадками являются некоторые известняки, трепел (скопление кремневых панцирей диатомовых водорослей). В Карелии и на Кольском полуострове на поверхности оказались древние (нижний протерозой) биогенные осадки — шунгиты, на которых формируются довольно плодородные темные почвы.

Органогенные осадочные породы отмеченного типа не занимают больших непрерывных пространств, но они могут систематически встречаться на ограниченных территориях и, таким образом, играть существенную роль в формировании своеобразных почв, всегда обеспечивая последним высокую гумусность. Наиболее известны почвы, образованные на четвертичных торфах и торфяных отложениях. Почвы, которые сформировались в процессе минерализации осоково-тростниковых торфяников, обычно отличаются высоким естественным плодородием. Осушение осоково-тростниковых торфяников в Белоруссии и Западной Сибири позволяет получить обширные массивы высокоплодородных почв, образованных на органогенных осадках. Отложения сапропеля используются как удобрение, содержащее органическое вещество, фосфор, калий, азот и другие питательные элементы. Некоторые бурые угли и лигниты также используются для удобрений или мелиораций, так как они дают

Таблица 17

Химический состав осадочных почвообразующих пород, %

Породы	SiO_2	Al_2O_3	P_2O_5	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	CaO	MgO	MnO	K_2O	Na_2O	SO_3	CO_2	H_2O	П.п.п.** $+CO_2$	C
Известняки (1) *	5,19	0,81	0,04	0,54	—	0,06	42,57	7,89	—	0,33	0,05	0,05	41,54	0,77	—	—
Гипсы (2)	0,17	R_2O_3=0,39			—	—	32,42	0,64	—	—	—	45,46	—	—	20,76	—
Гажа, Закавказье (3)	11,02	4,75		2,90	—	—	24,40	2,40	—	—	—	35,76	—	—	18,24	—
Песчаники (4)	77,81	7,35	0,08	2,12	0,30	0,38	3,28	0,87	—	1,42	1,21	0,08	2,22	1,17	—	—
Кварциты—песчаник Бошана (5)	99,7	R_2O_3=0,05			—	—	—	—	—	—	0,07	—	—	—	—	—
Кварциты (6)	81,44	10,88	—	1,48	1,06	—	0,61	0,54	—	2,08	0,66	—	—	0,73	—	—
Глинистые сланцы (7)	58,90	15,63	0,17	4,07	2,48	0,66	3,15	2,47	—	3,28	1,32	—	2,67	3,72	—	0,80
Битумные сланцы																58—64
Валунные суглинки некарбонатные (8)	75,44	12,23	—	4,42	—	—	1,05	0,94	0,20	1,19	1,44	—	—	—	3,09	0,20
Валунные суглинки карбонатные (9)	68,10	7,95	—	5,45	—	—	5,50	3,54	—	0,76	0,91	—	3,83	—	7,02	—
Покровные лёссовидные суглинки некарбонатные (10)	72,91	12,50	—	3,52	—	—	1,32	1,42	0,66	—	—	—	—	—	—	0,14
Сыртовые глины (11)	57,63	11,90	—	5,85	—	0,06	8,70	2,64	—	1,55	1,17	—	5,83	4,43	9,94	—
Лёссы восточноевропейские и некоторые американские (12)	70,45	8,09	—	2,81	—	—	3,08	1,78	—	2,80	1,36	—	4,39	—	2,43	
Лёссы среднеазиатские и некоторые американские (13)	50,99	11,69	—	5,59	—	0,60	12,20	2,71	—	1,40	1,99	—	8,97	2,20	10,82	—
Пески флювиогляциальные (14)	91,29	4,40	—	0,70	—	0,05	0,70	0,24	—	—	—	—	—	—	0,65	
Пески древнеаллювиальные (15)	95,87	1,96	0,05	0,63	—	0,15	0,31	0,18	0,017	0,37	0,30	—	—	0,20	0,25	—
Пески эоловые пустынные и полупустынные (16)	93,13	1,93	—	1,87	—	—	0,88	0,48	—	0,50	0,82	—	—	—	0,84	—

* (1) по Кларку; (2) по Горовскому, Слюсареой, Татаринову, Шнейдеру; (3) по Будникову, Мчедлову-Петросян; (4) по Герасимову, Гроту, Кайе, Лучицкому, Стоксу, Циркелю: (5) по Кайе; (6) по Лучицкому; (7) по Гроту; (8, 9) по Богословскому, Гераснмову, Грабовской, Казакову, Красюку, Морозову, Роде, Трутневу, Чнрвинскому; (10) по Ещенко, Морозову, Полякову, Роде, Чижикову; (11) по Антипову-Каратаеву, Прасолову и Седлецкому, Садовникову; (12, 13) по Ананьеву, Антипову-Каратаеву, Воронову и Дмитриеву, Герасимову, Казакову, Кайе, Кларку, Мавлянову, Щукевич, Роде; (14, 15, 16) из Фадеева по Арнольду, Гожеву, Землякову, Кирсанову, Костычеву, Полынову, Роде, Седлецкому, Тюрину, Керну, Миддендорфу, Томашевскому, Шестакову, Якубову.

** Потеря при прокаливании.

ценное органическое вещество и нейтрализуют щелочные почвы. В странах развитой добычи каменных и бурых углей на выбросах горных пород («пустая порода»), содержащих большие количества органических соединений, можно наблюдать современное почвообразование.

О химическом составе осадочных пород разного типа можно судить по данным обзорной таблицы 17.

СВЯЗЬ РЕЛЬЕФА И ПОЧВООБРАЗУЮЩИХ ПОРОД

Современное почвообразование на преобладающей части поверхности материков идет преимущественно на рыхлых четвертичных отложениях — наносах. Четвертичные отложения являются продуктом новейшей геологической истории, выветривания, почвообразования, эрозии переноса и накопления осадков на поверхности материков в течение последних 1—2 миллионов лет. Четвертичные грубообломочные и гравийно-песчаные отложения образовались в основном в результате физико-механического разрушения, воздействия льдов, водно-воздушной дифференциации и переотложения. Пылеватые и глинистые породы являются продуктами выветривания и фракционного разделения текучей водой. Тонкие высокодисперсные коллоидные глины, осадки кремнезема, водных окислов алюминия, железа и марганца, осадки солей являются продуктами глубокого химического и биохимического выветривания, миграции и раздельного осаждения и накопления. Четвертичные отложения необычайно разнообразны по происхождению и свойствам. Современный почвенный покров континентов и свойства почв формировались в значительной степени параллельно с формированием четвертичных почвообразующих пород и в тесной зависимости от них. Это положение хорошо иллюстрируется картой почвообразующих пород Русской равнины П. Н. Чижикова (1968, см. рис. 34).

Элювий равнинных плато

Возникающие при выветривании и почвообразовании минеральные продукты обладают различной подвижностью. Часть этих продуктов уносится из сферы образования. Однако значительная доля менее подвижных остаточных продуктов выветривания задерживается и накапливается на месте, образуя так называемый элювий. Элювий может быть грубообломочным или глинистым, мощным или неглубоким, карбонатным или кислым. Но всегда для элювия характерны залегание на месте формирования, отсутствие слоистости, постепенный переход от землистого тонкого материала верхних слоев через обломочные грубые продукты выветривания к первоначальной горной породе на известной глубине. Элювий образуется на равнинных плоских плато, где смыв и дефляция отсутствуют или относительно малы. Чем древнее равнинное плато, чем меньше выражена эрозия, чем влажнее и теплее климат, чем более развит покров растительности, тем больше мощность формирующегося элювия.

Делювий склонов и подгорных равнин

Продукты эрозии, принесенные и отложенные из временных потоков дождевых и снеговых вод, на склонах, примыкающих к горам, к плато, к высоким водоразделам, называют делювием.

Для делювия характерна плохая сортированность материала, неясная или косая (выклинивающаяся) слоистость и неокатанность (остроугольность) обломочного материала. Вместе с тем делювиальные отложения имеют выраженную дифференциацию на протяженности склона. Ближе к повышениям рельефа располагаются грубообломочные и крупнозернистые отложения, переходящие по мере удаления от области питания делювия в материал с меньшей крупностью зерна. Периферия делювиального плаща сложена тонкими песками и глинистыми материалами. Здесь же в случаях сухого и жаркого климата происходит аккумуляция мало- и легкорастворимых солей, приносимых испаряющимися делювиальными водами (делювиальное засоление).

Горные возвышенности на всем протяжении обычно окаймляются делювиальными наклонными равнинами. Так как горообразовательные процессы непрерывно продолжаются, то вдоль горных сооружений формируется несколько генераций делювиальных равнин, поднимающихся исполинскими ступенями к горам. В случае, если денудируемые возвышенности сложены породами, не дающими при выветривании каменистого материала (например, известняки или сланцы), образующийся вокруг них делювий сложен глинистым, суглинистым или лёссовидным материалом; при этом слоистость делювия выражена очень слабо. Орошаемые районы Средней Азии и Кавказа зачастую расположены на древних делювиальных равнинах, сложенных лёссами и лёссовидными суглинками.

Пролювий конусов выноса

Временно действующие горные реки и потоки, обладающие большой транспортирующей силой, образуют при выходе на равнину так называемые конусы выносов или веер выносов, сложенные продуктами выветривания и денудации, принесенными из области гор. Породы, слагающие конусы выносов, называют в таких случаях пролювием. Когда пролювиальные конусы выноса нескольких горных рек, расположенных по соседству, сближаются и срастаются между собой, образуются пролювиальные равины. В природе делювий и пролювий часто сочетаются, образуя делювиально-пролювиальные равнины.

Пролювиальная равнина характеризуется волнистым рельефом. Материал, слагающий пролювий, отличается большей или меньшей окатанностью, неправильной косой слоистостью и плохой сортированностью. Вместе с тем прослеживается дифференциация по протяженности конуса выноса. Крупный материал отложен ближе к повышениям рельефа: с удалением от них крупность зерна уменьшается, галечники сменяются гравием, песками, а последние суглинками. Во многих случаях лёссы и лёссовидные суглинки Средней Азии представляют собой периферические области обширных древних пролювиально-делювиальных конусов выносов. Легкорастворимые соли обычно в толще пролювия не аккумулируются, уходя с водами дальше в депрессии. Однако на периферии пролювиальных вееров часто формируются суглинистые отложения с большим содержанием извести, гипса и даже растворимых солей.

Пролювий — аллювий континентальных дельт

В сухих жарких странах Азии, Северной Африки, Южной Америки горные реки часто при выходе в предгорную область вследствие ослабления скорости течения и сильного расхода вод на испарение иссякают,

прекращая течение. Во многих случаях это усиливается забором воды в реке на ирригацию.

В области естественного или искусственного уменьшения стока реки образуется дельта, которая называется континентальной, или сухой. Сухие дельты, таким образом, являются областями конечного выноса продуктов выветривания и почвообразования, транспортируемых иссякающей рекой. Размеры сухих дельт могут быть очень большими, как это характерно, например, для рек Тарим, Сох, Исфары, Кашкадарья, Теджен в Средней Азии, рек Геокчай, Аксу и других в Закавказье. Удобства искусственного водозабора и уклоны поверхности сухой дельты создавали возможность развития орошения на территории сухих дельт еще с древнейших времен.

Территория сухой дельты обычно представляет собой обширный срезанный конус, имеющий выпуклую поверхность в центральных частях и расплывающийся, подобно вееру, к периферии. Рельеф сухих дельт представлен продольными гравийными гривами и понижениями. Породы, слагающие сухие дельты, резко дифференцированы. В верхних частях дельты отложены галечники и пески, переходящие к периферии в песчанистые суглинки, пылеватые лёссовидные суглинки и глины. Суглинки и глины особенно типичны для понижений рельефа. В случае отсутствия естественных каньонов или рек, размывающих периферию сухой дельты, краевая часть последней в засушливом климате является областью современного сильного засоления почв. Здесь накапливаются легкорастворимые слои, приносимые на периферию сухой дельты подземными и поверхностными водами иссякающей реки.

За время четвертичного периода вследствие местных тектонических поднятий и миграций русел рек (в области их иссякания) образовывалось, как правило, несколько сухих дельт, иногда наслаивающихся одна на другую или чаще) расположенных одна над другой в виде системы обширных террас. Отложения древних сухих дельт в сухом жарком климате под влиянием выветривания сильно изменяют первичный облик и превращаются в покров лёссов и облёссованных суглинков.

Многие сухие дельты вследствие тысячелетнего орошения сильно изменены под влиянием ирригационной воды. Верхние части сухих дельт, например у р. Сох в Фергане, часто вследствие больших уклонов смыты ирригационной водой, обнажившей галечники. Средние и периферические части сухих дельт, наоборот, покрыты толщами ирригационных наносов, отложенных мутными поливными водами. Ирригационный нанос резко отличается от древней погребенной почвы отсутствием слоистости (результат вспашки), слабой гумусностью и включением обломков посуды, кирпича, углей.

Аллювий речных долин и дельт

Огромная часть материала, образовавшегося при выветривании, эрозии и денудации, попадает в реки и транспортируется на громадные расстояния текучими водами. При уменьшении скорости движения речной воды откладывается масса минерального материала.

Отложения рек называют аллювиальными отложениями, или аллювием. Четвертичные аллювиальные отложения занимают на суше весьма большие территории. Широко распространены они и на поверхности Советского Союза. Ледниковые и древние послеледниковые реки неоднократно перемещались на поверхности материков, прежде чем занять со-

временное положение. Транспортируя и откладывая взвешенный в их водах материал, реки образовывали так называемые великие аллювиальные равнины, занимающие колоссальные пространства. Например, миграция древних рек Сырдарьи и Амударьи привела к образованию великих аллювиальных равнин в центральных частях Туранской низменности в Средней Азии. Реки Иртыш и Обь сформировали осадочные породы Западно-Сибирской равнины. Великие аллювиальные равнины образованы также древними отложениями Рейна, Волги, Днепра, Дуная, Дона, Кубани. Реки Хуанхэ и Хуайхэ образовали Восточно-Китайскую равнину. Обширные аллювиальные равнины сформированы Гангом и Индом, Конго и Нигером, Амазонкой и Миссисипи.

Аллювиальные равнины часто имеют несколько террас, т. е. равнинных обширных ступеней, вытянутых вдоль древних или современных русел рек. Наиболее молодыми, еще растущими вследствие ежегодных паводков являются пойменные террасы и поймы. Для аллювия, слагающего пойменные террасы, свойственна ясно выраженная и относительно правильная горизонтальная слоистость наносов. С поверхности пойменная терраса характеризуется образованием так называемых русловых валов, грив и валиков, обычно более песчанистых или щебнистых. Центральные и межрусловые части пойменной террасы представлены понижениями и сформированы более глинистым материалом. Здесь наблюдаются процессы заболачивания и торфообразования. В условиях сухого и жаркого климата центральная пойма часто засолена. В субтропиках и тропиках под покровом первобытной лесной пышной растительности на поймах образуются заболоченные джунгли с темной водой (например, в бассейне Амазонки).

Более высокие террасы обозначают нумерацией I, II, III. По возрасту каждая из этих террас является более древней, чем предыдущая. В древнем аллювии, слагающем подобные равнины, часто наблюдаются ясно сохранившиеся следы горизонтальной слоистости. Однако с возрастом террас слоистость аллювия исчезает под влиянием выветривания, воздействия животных, корней и почвообразования. Отложения древних аллювиальных равнин Украины, Кавказа, Поволжья, Средней Азии превратились уже в лёссы или лёссовидные суглинки.

В верхнем течении рек аллювий преимущественно сложен материалом наиболее крупным — галечником. Вниз по течению крупность гальки, отлагаемой реками, постепенно уменьшается. Галечниковый, щебнистый гравийный аллювий сменяется песками, суглинками, глинами. Большие пространства песков в Сахаре, пустынях Средней Азии, в Заволжье, на Дону являются древнеаллювиальными отложениями. Под влиянием ветра здесь образовались дюны и барханы. Вниз по течению рек на аллювиальных равнинах в условиях сухого и жаркого климата наблюдается возрастающее по степени древнее или современное засоление. Даже весьма древние терраса — III и IV — по этим же причинам имеют иногда сильное остаточное засоление и солонцеватость.

Четвертичные аллювиальные равнины представляют громадный хозяйственный интерес и имеют очень большое значение в истории земледелия. На аллювиальных равнинах были всегда благоприятные условия для скотоводства и земледелия. Несложное осуществление водозабора из рек позволяло уже в древности использовать аллювиальные равнины под орошаемое земледелие в пустынном климате. На аллювиальных равнинах таких рек, как Ганг, Инд, Янцзы, Хуанхэ, Сырдарья, Амударья, Кура и Аракс, Вахш, Зеравшан, Тигр и Евфрат, Нил, орошение насчи-

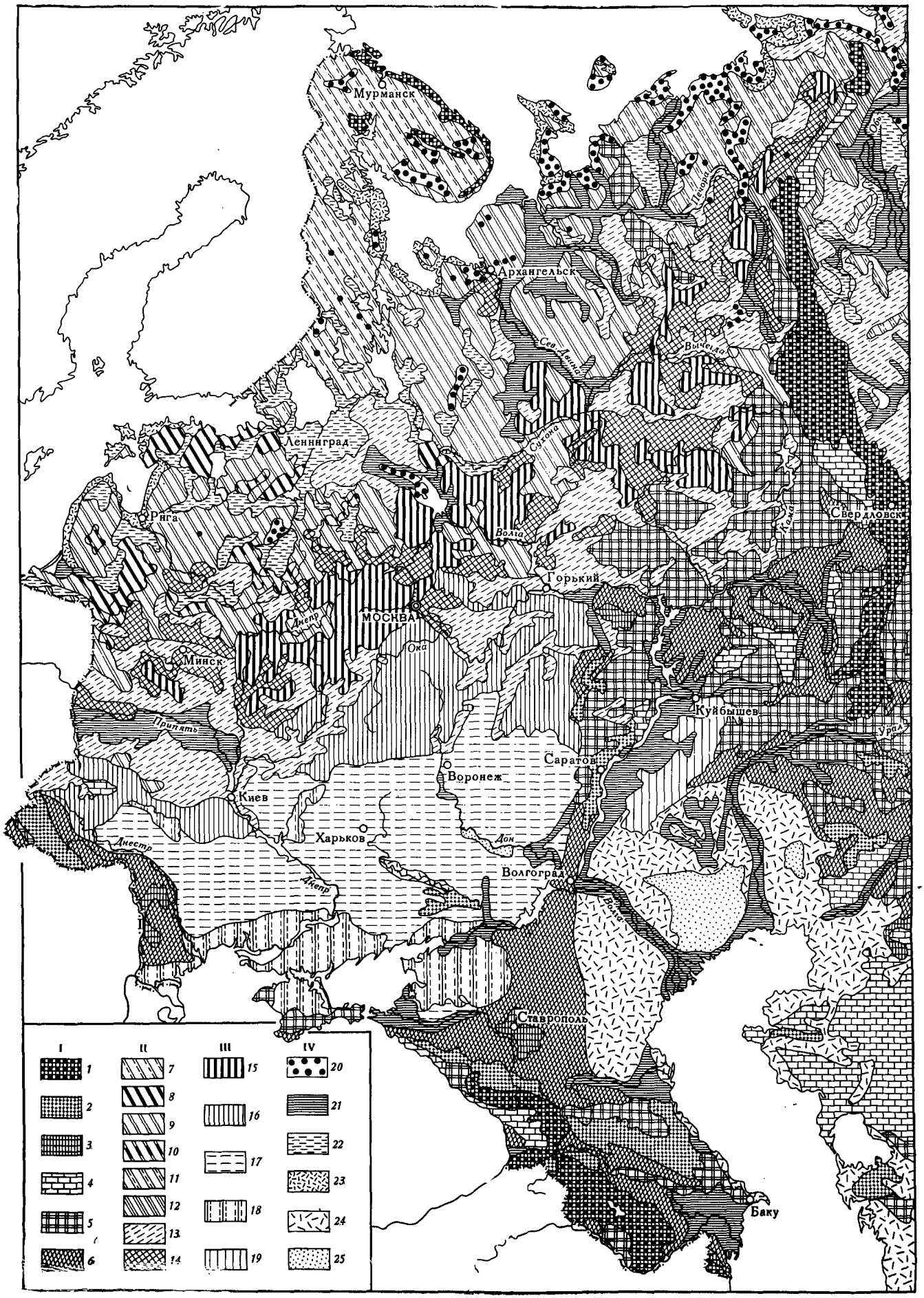

Мурманск
Архангельск
Ленинград
Рига
МОСКВА
Минск
Горький
Свердловск
Куйбышев
Саратов
Воронеж
Киев
Харьков
Волгоград
Ставрополь
Баку
Двина
Сев. Двина
Печора
Вычегда
Сухона
Волга
Кама
Ока
Дон
Днепр
Припять
Днестр
Урал
I
II
III
IV
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25

Рис. 34. Карта почвообразующих пород Европейской части СССР. Составлена по карте почвообразующих материнских пород Европейской части СССР П. Н. Чижикова с дополнениями по карте четвертичных отложений СССР Г. С. Ганешина

I — продукты выветривания коренных пород:

1 — элювий массивно-кристаллических пород;

2 — элювий песчаников и песчаных сланцев;

3 — элювий глин и глинистых сланцев;

4 — элювий известняков и других карбонатных пород;

5 — элювиально-делювиальные отложения;

6 — делювий коренных пород.

II — ледниковые отложения:

7 — локальная карело-кольская морена;

8 — локальная карбонатная морена;

9 — «смешанная» морена из магматических и осадочных пород;

10 — конечная морена;

11 — новоземельская морена;

12 — уральская морена;

13 — мощные однородные флювиогляциальные отложения;

14 — флювиогляциальные отложения с высоким подстиланием мореной

III — лёссовидные отложения:

15 — некарбонатные лессовидные покровные суглинки;

16 — слабокарбонатные лёссовидные;

17 — лёсс и карбонатные лёссовидные;

18 — высококарбонатные лёссовидные;

19 — «сыртовые» глины.

IV — прочие отложения:

20 — «органогенные»;

21 — аллювиальные;

22 — озерные;

23 — морские на севере;

24 — морские на юге;

25 — эоловые

тывает тысячелетия. На этих же равнинах ведутся и намечаются в будущем большие работы по строительству новых ирригационных систем.

Почвы великих аллювиальных равнин при орошении иногда подвергаются очень сильному засолению и заболачиванию с потерей плодородия (например, в долине р. Инд в Пакистане, в Голодной степи, на террасах Сырдарьи в Средней Азии и др.). Правильно предусмотреть меры по борьбе с этим явлением можно лишь при учете типа и возраста террас и отложений аллювиальных равнин.

Озерно-болотные отложения

В озерно-болотные водоемы вместе с водой поступают лишь наиболее тонкие механические частицы. Поэтому озерные и болотные отложения в большинстве своем отличаются глинистостью. Стоячий или малопроточный тип водоема приводит к тому, что озерные отложения отличаются правильной горизонтальной тонкой слоистостью, отражающей сезонное питание водоема водами. Таковы, например, тонкослоистые ленточные глины, известные широко на северо-западе СССР и в Скандинавии, где они образовались в приледниковых озерах. Озерные отложения севера и влажных тропиков характеризуются часто довольно высокой кислотностью и накоплением соединений железа и коллоидно-глинистого материала, содержащего большое количество органического вещества (сапропель). Зарастая, озера и болота покрываются толщами торфа, превращаясь в торфяник.

Озерные и болотные отложения умеренного пояса сопровождаются во многих случаях накоплением кроме глины и торфа углекислого кальция. Таковы озерные отложения Украинского и Белорусского Полесья, Западной Сибири или Канады. Озерные и болотные отложения сухих и жарких областей обычно представлены глинистыми тонкослоистыми породами, весьма сильно обогащенными содой, углекислым кальцием, гипсом и легкорастворимыми солями. Часто озера в таких областях превращаются в соляные, а при полном пересыхании — в солончаки (шоры, соры, хаки и т. д.). Иногда в таких условиях формируются мощные толщи современных соляных отложений, например в Чилийской пустыне или в пустынях Центральной Азии и тропической Африки.

Прибрежно-морские осадки

Четвертичные и современные приморские и морские отложения также имеют большое значение в образовании почвообразующих пород. В четвертичный период границы современных морей подверглись весьма сильному изменению. В период так называемой бореальной трансгрессии воды Полярного океана надвинулись на сушу Сибири, покрыв отметки +30—50 *м*. Контуры Балтийского моря также изменялись. Был период, когда Балтийское море значительно распространилось на юг и восток. Границы Каспийского моря в период последних трансгрессий распространились далеко на север, до широты Николаева и Новоузенска, на отметки +50—60 *м*. То же наблюдалось и у берегов Черного и Средиземного морей. Наряду с перемещением береговой линии моря перемещались и дельты впадающих в него рек.

Таким образом, многие пространства суши покрыты четвертичными прибрежно-морскими или чисто морскими отложениями, на которых в последующем развились почвы.

Дельтовые отложения характеризуются в большинстве случаев широким участием тонких песков и главным образом суглинков и глин, мощной правильной слоистостью, но вместе с тем значительной пестротой и перемежаемостью в пространстве. С поверхности дельтовые отложения отличаются сглаженным мягковолнистым, гривистым рельефом. Повышения, сложенные песчанистым материалом, перемежаются с округлыми и вытянутыми понижениями различного размера, заполненными слоистыми глинами. Пестрота в литологии и неравномерность в рельефе приморских дельт связаны с многократными перемещениями бесчисленных речных потоков, изменениями скорости их течения, зарастанием водоемов, влиянием приливов и морских ветров и течений.

В условиях тропического влажного климата речная вода транспортирует и осаждает в дельтах меньше минерального материала, и этот материал более тонкий. Благодаря исключительно буйной растительности и обилию органических остатков дельтовые отложения в тропиках сильно восстановлены, пептизированы, гидрофильны. При переменном водно-воздушном режиме таких дельт их почвообразующие породы приобретают иногда резко выраженную кислотность, а почвы вследствие этого делаются малоплодородными. Такие явления наблюдаются, например, в дельтах рек Меконг в Южной Азии, Конго в Африке, Амазонки в Южной Америке.

В условиях сухого и жаркого климата отложения приморских дельт, наоборот, характеризуются интенсивным накоплением различных солей. Даже новейший дельтовый аллювий спустя 150—200 лет после формирования суши превращается на ряде участков в солончаки. Быстрое соленакопление связано с испарением морских и речных вод, а также с бессточностью грунтовых вод в приморских дельтах. Особенно интенсивно идет засоление молодого аллювия в дельтах под влиянием приливов.

Древние и современные дельтовые равнины широко распространены на территории земного шара и занимают громадные пространства на суше: дельты Кубани, Днепра, Дона, Дуная, Рейна, Роны в Европе; Амазонки и Ла-Платы в Южной Америке; Миссисипи и Миссури в Северной Америке; Лены, Оби, Амура, Янцзы в Азии.

Внедельтовые отложения характеризуются своеобразием накопления наносов и образованием специфических форм рельефа. Деятельность течений и прибоя приводит к формированию прибрежных кос, длинных валов, отшнурованных частей прибрежной зоны с образованием лагун, маршей, заливов, лиманов или болотно-солончаковых пространств. Обычно косы и валики сложены крупнозернистым грубым песчанистым материалом, а современные и древние марши — более тонким глинистым материалом. В сухом жарком климате на дне лагун и заливов образуются толщи химических осадков из растворимых солей, а при отшнуровывании — солончаки. Таковы районы Кара-Богаз-Гола, Сивашей, черноморских лиманов и др.

Во влажных тропиках Африки, Азии, Америки вдоль древних и современных берегов наблюдается та же пестрота в литологии и рельефе местности. Но в мангровых лесах и болотах лагун, заливаемых приливными водами, чаще формируются тяжелоглинистые кислые (иногда в сочетании с засоленностью) бесструктурные почвы.

Древние внедельтовые приморские пространства часто имеют ясно выраженные террасы. Отметки и число приморских террас соответствуют современным и древним террасам рек в их нижнем течении.

Отложения ледниковых и приледниковых областей

Для всей северной половины территории Советского Союза характерно широкое распространение почвообразующих пород, происхождение которых связано с собственно ледниковой деятельностью либо с деятельностью приледниковых и послеледниковых проточных и стоячих вод. Большая часть болотных и лесных почв Советского Союза, таким образом, развивается на ледниковых и приледниковых отложениях.

Сильными оледенениями были охвачены Альпы, Карпаты, Балканы и Кавказ, горы Центральной Азии и Сибири. Ледниковые и приледниковые отложения поэтому характерны для горных областей и подгорных равнин. Одновременно с оледенениями Евразии ледники захватили север Северной Америки, южные части Латинской Америки, а также вершины Кордильер (рис. 33).

Моренные отложения (валунные глины и суглинки) характеризуются несортированностью и отсутствием слоистости, содержанием крупных валунов в общем глинистом или суглинистом материале. Валуны могут быть представлены обломками гранитов, известняков или других пород в зависимости от мест питания ледников. Иногда в толщу морены включены линзы песков, гравия.

Мощные ледниковые потоки и ледниковые реки откладывали слоистые галечниковые или песчаные наносы по направлениям своего течения — это так называемые флювиогляциальные отложения. Пески при этом обычно называются зандровыми. Они слагают длинные узкие гряды, которые называют озами. Более спокойные внеледниковые и послеледниковые потоки и реки откладывали слоистые тонкие пески и суглинки и, что особенно важно, покровные суглинки (обычно пылеватые). Покровными суглинками закрыты равнинные поверхности обширных пространств севера и северо-востока СССР, Центральной и Северо-Западной Европы.

В стоячих приледниковых озерах откладывались ленточные глины.

Легкорастворимые соли, как правило, в толщах ледниковых пород не откладывались, а выносились водами за пределы приледниковых областей. Внеледниковые пространства Украины, Центрально-Черноземных областей и Поволжья были закрыты плащом карбонатных пылеватых суглинков, отложенных медленными потоками, питаемыми ледниками. Последующее накопление в них углекислого кальция из грунтовых вод, обсыхание, окисление и почвообразование привели к образованию лёссовидных суглинков и лёссов, столь характерных для лесостепных и степных областей СССР (рис. 34).

Лёссы и лёссовидные суглинки древнеаллювиального, делювиально-пролювиального и флювиогляциального генезиса составляют гигантскую область почвообразующих пород, раскинувшуюся на Русской равнине, равнинах Сибири, Средней Азии и Кавказа. Эти суглинки отличаются многометровой мощностью, палевой окраской, пылеватостью, рыхлостью, пористостью, большим содержанием $CaCO_3$, а на юге — гипса и легкорастворимых солей. На лёссовых отложениях образовались сероземы, являющиеся главным объектом орошения в Средней Азии, почвы степей юго-востока СССР (каштановые почвы), черноземы разного типа, столь характерные для Русской равнины, а также известные своим плодородием почвы Северо-Западного Китая — хейлуту.

ГЛУБИННЫЕ ФАКТОРЫ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

Два-три десятилетия назад считали, что лишь верхние горизонты (1—3 *м*) горных пород являются непосредственным субстратом при почвообразовании. Однако новейшие исследования показали, что почвенный покров испытывает влияние эндогенных геологических явлений, действующих со значительно бо́льших глубин земной коры (порядка сотен и тысяч метров). Эндогенные факторы в той или иной форме постоянно принимают участие в почвообразовании и иногда играют особо важную роль.

Многие особенности почвообразования, естественное плодородие почв нередко связаны именно с эндогенными факторами. К числу наиболее общих и существенных факторов почвообразования эндогенного происхождения относятся вулканизм, сейсмотектонические явления, геохимическая концентрация веществ, подземные газы и глубокие подземные воды.

ВУЛКАНИЗМ

Вулканизм играет необычайно важную роль в процессах почвообразования и влияет на свойства современного почвенного покрова. Земледельцы, агрономы и почвоведы стран действующего и недавнего вулканизма выделяют большой класс так называемых вулканических почв, обычно высокого и устойчивого плодородия. Такие почвы типичны для Индонезии, Филиппин, Японии, Гавайских островов, Эфиопии, территории Восточно-Африканского грабена, Италии, Чили, Центральной Америки и др.

В настоящее время на Земле насчитывается около 500 действующих и до 1000 потухших вулканов, но активных в течение четвертичного периода. Бесчисленное множество вулканов действовало в разное время геологической истории каждого материка. Вероятный порядок их численности за минувшее время жизни Земли — десятки и сотни миллионов. Каждый действующий вулкан выбрасывает регулярно или эпизодически колоссальные объемы измельченной породы, изливает вязкую или жидкую текучую лаву и тонкий минеральный материал — пепел, покрывающие сотни и тысячи квадратных километров, выделяет более или менее постоянно газы (CO_2, CO, H_2S, SO_2, SO_3, NH_4Cl, N, H, CH_4, HCl), пере-

гретые пары воды и серы. Есть подсчеты, показывающие, что ежегодное поступление пирокластического материала из действующих вулканов составляет в настоящее время около 3 млрд. *т*. При взрыве вулкана Кракатау в Индонезии в 1883 г. около 4 *км*^{3} объема вулканического конуса было выброшено в воздух на высоту до 40 *км*, а тончайшая пыль и пепел после этого взрыва оседали долгие годы в разных частях планеты.

Везувий в начале нашей эры (79 г.) засыпал в районе Неаполя многометровым слоем пепла города Помпею и Геркуланум, а также огромные территории Южной Италии. С тех пор сильные извержения Везувия повторялись неоднократно (1631, 1749, 1872, 1900, 1906, 1929 гг.), сопровождаясь поступлением на поверхность все новых масс пепла, газов, вулканических вод. Почвы почти всей территории Южной Италии имеют явные или скрытые признаки влияния вулканических осадков.

В Японии из 200 зарегистрированных вулканов 60 являются действующими, постоянно снабжающими окружающие пространства пеплом, газами, растворами. Четвертая часть территории Японии подвержена влиянию современного вулканизма (свежие осадки пеплов, погребенные почвы нескольких циклов, перекрытые прослоями лавы, пемзы или пеплов). Влияние процессов вулканизма на почвы Японии, по наблюдениям японских почвоведов, насчитывает не менее 2 млн. лет. В Индонезии (120 зарегистрированных и в том числе 70 действующих вулканов) и на Филиппинских островах та же картина непосредственного влияния вулканизма на почвы в течение всего четвертичного и третичного периодов.

Почти все острова Тихого океана, от Курильских и Сахалина до Гавайских, Соломоновых, Галапагосских, Антильских и т. д., имеют вулканическое происхождение. Для этих островов характерны слоистые базальты и лавы, перемежающиеся толщи пеплов и погребенных почв.

Почвы Новой Зеландии также формируются под определяющим влиянием современного и недавнего вулканизма. Эфиопия и великий Восточно-Африканский грабен покрыты базальтами, лавами, туфами и пеплами древних и современных вулканов. Активные вулканы и поныне выбрасывают тонкий пепел, газы, термальные воды. Центральная Америка с Антильскими и Караибскими островами, Чили, Перу, Аляска, Алеуты и Исландия — области древнего и современного вулканизма, многократного выпадения на почвы пепла и образования лавовых покровов.

В докембрии мощный вулканизм был характерен для территорий современных Австралии, Центральной и Юго-Восточной Азии, Северной Африки и запада Северной Америки. В кембрии вулканизм захватил пространства, ныне вошедшие в Центральную и Северную Азию, Западную Европу, Австралию и Северную Америку. В течение ордовика и готланда территории Юго-Западной и Северо-Западной Европы, Северной Азии, запада и востока Северной Америки испытывали новую волну вулканизма.

Широко проявился вулканизм в девоне (Полярная, Северная и Центральная Азия, Уральская геосинклиналь от полярных районов до Средней Азии, Северо-Восточная Азия и Приамурье, Южная Европа и Украина, Северная Америка). С изменениями в географии сети вулканов и с некоторым ослаблением активности это продолжалось в перми, триасе и юре.

Третичный период был одним из кульминационных периодов в истории вулканизма и его влияния на создание базальтовых покровов, рыхлых пирогенных наносов, аллювиальных и эоловых отложений вул-

канического происхождения. Грандиозные явления вулканизма с излияниями лав на огромных пространствах имели место во всей Азии, и особенно в Сибири, Индии, на Кавказе и в Закавказье. То же происходило в Северной и особенно в Центральной Америке, районе Карибского моря и западной части Южноамериканского континента. Архипелаг островов Тихого океана, Гренландия, Исландия, Ирландия и Шотландия, Юго-Восточная Африка испытали катастрофическое влияние мощного вулканизма. В плиоцене был период некоторого ослабления вулканизма. Но в современный геологический период вулканизм вновь со значительной силой проявляется на архипелаге островов Тихого океана, в районах всей северо-восточной и восточной периферии Азии и вдоль западного края Южной и Северной Америки, в Центральной Америке, в разных частях Африки, в Южной Европе, Закавказье, на Мадагаскаре и в Исландии.

Вулканическая деятельность, излияние и застывание лав, дегазация магмы явились главными источниками образования первичной атмосферы и всей массы воды на Земле. Вулканические и магматические горные породы были как бы первоначальным исходным материалом для образования кор выветривания, осадочных пород и почв земного шара. До 500 действующих вулканов выбрасывают лаву, пепел, газы, воды и в настоящее время. Их распространение показано на рис. 35.

Таким образом, как в историческом аспекте, так и при анализе современной географии почв мира нельзя игнорировать этот могучий фактор почвообразования, который и поныне оказывает определяющее влияние на почвы обширных территорий.

Значение вулканизма во внутриматериковых платформенных областях континентов в современный геологический период значительно меньше, чем на их периферии. Роль древнего и современного вулканизма в почвообразовании еще полностью не выяснена и заслуживает особого изучения. Следует различать прямое и косвенное влияние вулканизма на почвообразование.

Прямое влияние свежих вулканических осадков на почвообразование заключается в их периодическом выпадении на поверхность. Мощность почвы как бы растет кверху. Развитые гумусовые горизонты перекрываются лавой, туфом или пеплом с перерывом почвообразования. Материал, который выбрасывается действующими вулканами, разнообразен в петрографическом и минералогическом отношениях. Обычно различают дацитовые, андезитовые, базальтовые и нефелиновые ультраосновные вулканические продукты и соответственные пирокластические осадки.

Кроме обычных минералов, свойственных изверженным породам, в вулканических выбросах присутствуют такие специфические минералы, как вулканические стекла (кислые, щелочные), апатит. На свежем покрове вулканических осадков начинается новое почвообразование. Сперва на лавах поселяются водоросли, мхи и лишайники, затем в трещинах появляются единичные кустарники и деревья. Если климат очень влажный, а вулканические осадки представлены рыхлыми туфами, то травы и лес очень быстро закрывают новую поверхность. Вновь образованная почва бывает обычно близка предшествующей. Новый цикл вулканической деятельности вновь прерывает почвообразование, перекрывая поверхность свежими осадками. Это может повторяться многие сотни раз (рис. 36). Поэтому в почвах Индонезии, Филиппин, Чили, Гавайских островов наблюдаются десятки и сотни горизонтов погребенных почв, перекрытых вулканическими пеплами, а иногда и лавовыми потоками.

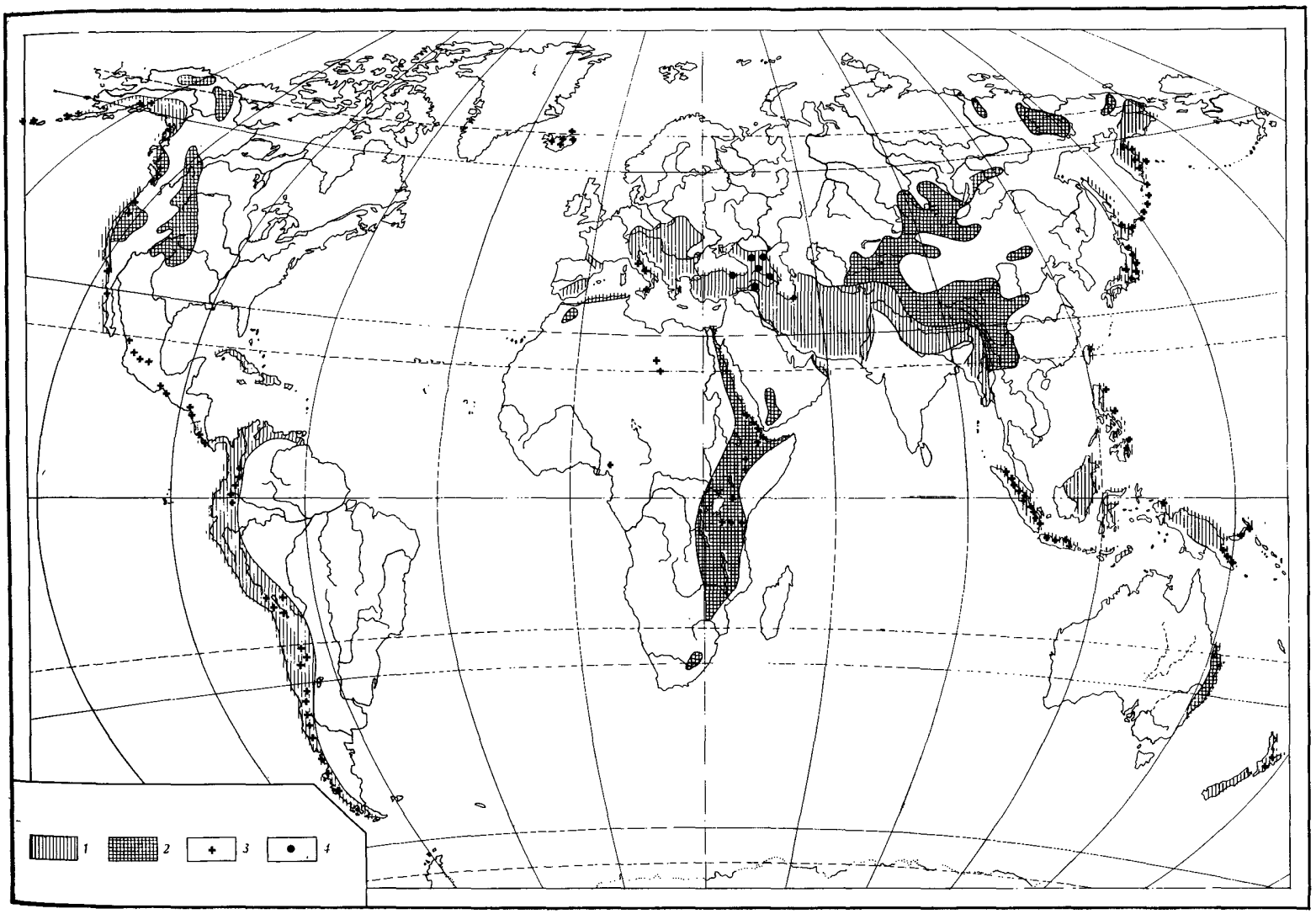


Рис. 35. Области вулканизма и сейсмической активности суши (Физико-географический атлас Мира, 1964)

1 — подвижные зоны суши (альпийские складчатые зоны);
2 — подвижные зоны суши (области четвертичной активизации);
3 — действующие вулканы суши;
4 — потухшие вулканы четвертичного возраста на суше

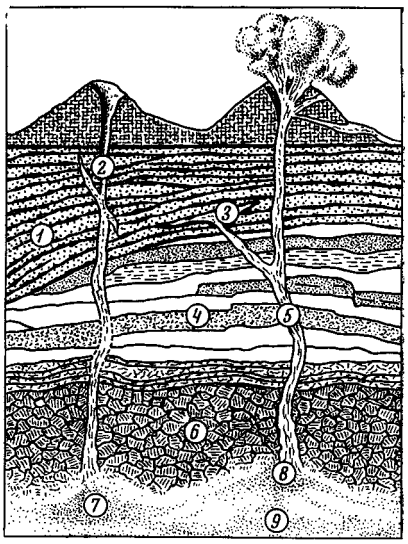


Рис. 36. Схема строения вулканов и вулканических отложений (Тазиев, 1968)

1 — древние вулканические осадки и потоки лавы;
2 — трубы окаменевшей лавы;
3 — борозда и «силь»;
4 — смятые осадочные горизонты;
5 — пути питания вулкана магмой;
6 — кристаллический цоколь;
7 — покоящийся вулкан;
8 — действующий вулкан;
9 — магма

В тех случаях, когда вулканический пепел выпадает на почву в небольшом количестве, но регулярно, перерыв в почвообразовании не наступает. Вулканические пеплы ассимилируются гумусовым горизонтом, мощность которого постепенно увеличивается. Образуются мощные глубокогумусированные почвы без видимой слоистости. Это явление наблюдается в Японии и в пампасах Аргентины.

Свежие вулканические осадки «омолаживают» почву, обогащая ее обильным и разнообразным комплексом минералов и соединений микроэлементов. Они как бы восстанавливают фонд плодородия кислых бокситовых, аллитных, красноземных, желтоземных или подзолистых почв. На о. Хайнань (КНР) можно наблюдать картину поразительного обновления плодородных красноземных кислых почв, если они получали свежие отложения пеплов. Во влажных тропиках это наиболее плодородные почвы. На Гавайских островах перекрытые вулканическими осадками участки бокситовых почв отличаются высоким плодородием, в то время как пространства чисто бокситовых почв бесплодны.

Тонкие фракции вулканических пеплов, вулканическая пыль, лапилли легко смываются текучими поверхностными водами и формируют аллювий речных террас, озер, заливов и дельт. В этом случае образуются аллювиальные вулканические наносы и гидроморфные почвы чрезвычайно высокого и устойчивого плодородия. Примером служат осушенные дельтовые низменности Тибра в Южной Италии, почвы речных террас Филлипин к востоку от Манилы, темные луговые почвы речных долин в Японии в районе Токио или на террасах долин Эфиопии в районе Аддис-Абебы.

Во всех этих случаях образуются темные почвы с развитым поглощающим комплексом, с обильным запасом первичных минералов и преобладанием аморфных аллофановых и криптокристаллических монтмориллонитовых минералов, имеющих высокую поглотительную способность. На Гавайских островах почвы этого типа составляют главную базу высокопродуктивной культуры сахарного тростника на больших пространствах.

Присутствие вулканических минералов нередко обнаруживается в отложениях, слагающих древние водно-аккумулятивные равнины. Например, лёссовидные породы аргентинских равнинных пампасов содержат до 50—75% минералов вулканических пеплов, принесенных с Кордильер, где вулканическая деятельность и поныне необычайно активна. По данным ФАО, до $^1/_3$ поверхности Южной Америки еще недавно (в геологическом смысле) покрывалось вулканической пылью и пеплом (Wright C., 1964). Присутствие их отмечено также в лёссах Украины, куда они были занесены, очевидно, с Кавказа или с Карпат и Балкан.

Косвенное влияние вулканизма на почвообразование также очень велико: грунтовые воды, питаемые вулканическими источниками и термальными водами, всегда относительно обогащены соединениями кремнезема и алюминия. В них часто присутствуют повышенные количества бикарбонатов кальция, нитратов, сернистых и сернокислых солей, различных микроэлементов. Обилие кремневых скоплений в виде конкреций и плотных горизонтов, характерных для древних почв Австралии или Латинской Америки, может быть связано с поступлением кремнеземистых постмагматических вод в наземный геохимический цикл.

Почти нет сомнений в том, что первоисточником соединений, образовавших чилийские месторождения сульфатов и селитры, явилась вулканическая деятельность в Кордильерах и Андах. Постоянное присутствие бора в вулканических газах и водах способствует формированию в пустынях Северной и Южной Америки своеобразных засоленных почв, плодородие которых весьма понижено вследствие избыточного содержания солей борной кислоты. То же следует сказать о соединениях фтора, которые могут быть в повышенных количествах в почвах и водах районов, находящихся под влиянием вулканизма.

Углекислый газ, выделяемый в процессе вулканической и поствулканической деятельности, повышает концентрацию CO_2 в воздухе, что способствует повышению продуктивности фотосинтеза растений и большему накоплению запасов потенциальной энергии в почвах. Повышенная температура лавовых отложений, термальных вод и паров, выходящих на поверхность, создает дополнительный приток тепла. В таких районах, как Камчатка или Исландия, этот источник тепла и углекислоты необычайно важен в практике местного земледелия.

Устойчивое высокое плодородие почв, образуемых под влиянием вулканизма, давно было оценено человеком. Не случайно районы вулканических почв, расположенные во влажном теплом климате (Япония, Индонезия, Филиппины, Италия), с древнейших времен были местами поселений человека и развития древних цивилизаций. Только почвы территорий древних и современных дельт рек Европы, Азии, Африки, Америки превосходили природным плодородием почвы вулканического происхождения и поэтому были еще в большей мере местами концентрации поселений древнего человека и развития цивилизаций.

НЕОТЕКТОНИКА И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Постепенное повышение уровня суши, измеряемое долями миллиметра и достигающее иногда до 1—2 *см* в год, не только в конце концов совершенно меняет топографическую, гидрологическую и геохимическую обстановку почвообразования, но и как бы переносит почву в другой, более холодный климат с большим количеством атмосферных осадков, что

приводит к усилению процессов эрозии и выщелачивания. Обратные условия складываются для почвообразования при медленных вековых опусканиях суши, что ведет к разнообразным формам накопления механических, химических и биогенных осадков. Все это происходит постепенно, и эффект может быть замечен в почвообразовании лишь по косвенным признакам.

Наряду с явлениями вековой продолжительности существуют явления современной сейсмотектоники — землетрясения, которые резко и глубоко отзываются на ходе почвообразовательного процесса. Значение землетрясений в почвообразовании не вполне еще оценивается и недостаточно учитывается, особенно в сейсмоактивных зонах планеты. На Земле ежегодно происходит до 300 тыс. землетрясений. Из этого числа 5—6 тыс. землетрясений сопровождаются заметными для человека колебаниями почвы и около 2—2,5 тыс.— катастрофическими последствиями и резкими нарушениями в топографии и гидрологии местности.

Землетрясения обычны для территорий с действующими вулканами, с которыми они часто генетически связаны. Но землетрясения большой силы охватывают также территории, на которых вулканизм ныне не проявляется. Хотя общая частота землетрясений на суше велика, однако они сосредоточены преимущественно в определенных сейсмических зонах Земли. Таких зон активной сейсмотектоники четыре (см. рис. 35):

Тихоокеанская, включающая северную, восточную и западную периферию Азии и всей Америки, обращенную к Тихому океану;

Средиземноморская, включающая Северную Африку, Южную и Юго-Восточную Европу, Кавказ, Закавказье и Малую Азию;

Центральноазиатская, охватывающая области Копетдага, Тянь-Шаня, Гиндукуша, Гималаев;

Восточно-Африканская, расположенная на территории от Египта через Судан и Эфиопию до озер Виктория и Танганьика и до нижнего течения р. Замбези.

Во многих отношениях эти зоны совпадают с зонами активного современного или недавнего вулканизма. Почвенный покров в этих вулканических и сейсмотектонически активных зонах постоянно обновлялся и нарушался, и поэтому он отличается некоторыми чертами, неизвестными на «спокойных» платформенных частях континентов,— смещением целых профилей и горизонтов. Следует подчеркнуть, что свойства почвенного покрова (минералогический и литологический состав, тип почвенных коллоидов, глубина уровня грунтовых вод) значительно сказываются на степени разрушительных последствий землетрясений для сооружений, населенных пунктов и для самих почв. В Чили после землетрясения в мае 1960 г. Райт наблюдал, что наиболее интенсивные разрушения построек вследствие деформаций в почве были при близких к поверхности грунтовых водах и на почвах, имеющих аллофаноидные глины, отличающиеся большой гидрофильностью.

Почвы, богатые монтмориллонитовой глиной, менее стабильны при землетрясениях, чем почвы, образованные на глинах каолинитового типа. Прямое влияние землетрясений, как показали исследования в Чили, проявляется в форме глубоких и широких трещин, в опускании значительных частей суши на 1—3 *м*, в образовании вновь поднятых на 0,5—1 *м* участков, в массовых оползнях огромных глыб почвы и породы, что в целом глубоко меняет топографическую и гидрографическую обстановку местности и, как правило, усиливает смывы и переотложение почв (рис. 37). Гумусовые горизонты часто глубоко перемешаны или утрачиваются



Рис. 37. Деформации и смещение почв после землетрясения в Чили в 1960 г. (фото Ч. Райта)

полностью. Нормальная последовательность генетических горизонтов заменяется беспорядочной смесью почвенной массы. Иногда наблюдается засоление почв под влиянием резкого повышения уровня соленых грунтовых вод.

Косвенное влияние землетрясений на почвообразование заключается в последующем подтоплении суши подземными или подпруженными речными водами, как это было на больших территориях в Чили в 1960 г. Иногда гигантские океанические волны высотой до 12—20 *м* (цунами), образующиеся вследствие землетрясений, заливают массой морской воды огромные пространства низкой суши на островах Тихого океана и на континентах, особенно в дельтах рек и на низких берегах. При этом культурные сельскохозяйственные угодья оказываются погребенными свежими осадками глины и песков и характер почвообразования коренным образом нарушается. Разрушение дренажных сооружений при землетрясении также может вызвать вторичную заболоченность или засоленность освоенных земель.

Вековая повторяемость всех этих катастрофических явлений создает почвы очень беспорядочного профиля с резкими перерывами и неоднородностью горизонтов, со свежими чертами засоления или заболачивания, мало связанными с климатом страны. Последствия катастрофических землетрясений могут быть весьма неблагоприятны для плодородия почв. Так, в Чили в мае 1960 г. более 110 тыс. *га* земель было в разной степени изменено под прямым и косвенным воздействием землетрясения и одновременного извержения вулканов. В том числе около 40 тыс. *га* земель, находившихся в сельскохозяйственном пользовании, значительно или полностью утратили плодородие.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ КОНЦЕНТРАЦИЯ ВЕЩЕСТВА

Наряду с влиянием обычных почвообразующих пород (гранитов, базальтов, известняков, сланцев, песчаников, лёссов и т. д.) необходимо учитывать почвообразующую роль своеобразных горных пород и мине-

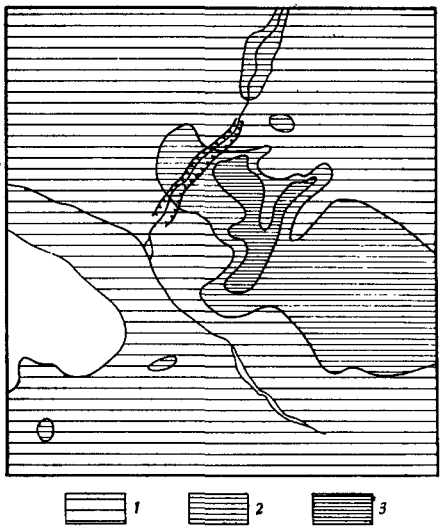


Рис. 38. Картосхема месторождения и содержания меди в почве. (По материалам А. А. Макуниной и Е. П. Сорокиной, Глазовская и др., 1961)

1 — 0,003—0,008% — фоновое содержание;
аномалии:
2 — 0,008—0,02%;
3 — более 0,02%

ралов, являющихся продуктами геохимической концентрации определенных элементов и их соединений. Еще не вполне оценено влияние на почвообразование соляных куполов и грязевых вулканов, нефтегазовых залежей и рудных месторождений, а также скрытых скоплений редких элементов (включая радиоактивные). Очень часто подобные образования прямо или косвенно влияют на физические, химические и биологические свойства почв данной территории, вызывая отклонения от типичных «фоновых» почв, образовавшихся там, где отсутствуют упомянутые концентрации специфических соединений.

В местах таких концентраций образуется как бы ореол влияния соединений геохимической концентрации на кору выветривания и на почвы. Почвы таких ореолов влияния приобретают некоторые свойства, отличные от господствующего «фона типичных почв» местности. Почвы ореола влияния геохимических концентраций в зависимости от характера этих концентраций приобретают «аномальные» черты: повышенную гумусность или повышенную битуминозность, обогащенность специфическими элементами (например, ураном, медью, цинком, кобальтом, йодом). Определив типичные фоновые и аномальные черты в почвенном покрове, можно установить, что в районе залегания почв аномального химизма наблюдается влияние не обычных факторов почвообразования, а специфических, связанных с геохимической концентрацией веществ в виде тех или иных месторождений полезных ископаемых, залегающих порой на значительной глубине.

Так, на рис. 38 приводятся результаты методических почвенно-геохимических исследований при поисках возможного месторождения меди. Фоновое содержание меди в почвах массива колеблется от 0,003 до 0,008%. В центральной части массива содержание меди превышает 0,02%. В ореоле вокруг этого контура содержание меди промежуточное — 0,008—0,02%. Аномально высокое содержание меди в центральной части массива связано с рудным телом, залегающим на глубине 18—25 *м*. Но ореол содержания меди смещен почвенно-геохимическими потоками в направлении к аккумулятивным формам рельефа. Аналогичные анома-

лии в виде повышенных содержаний йода, хлористого кальция, гипса в почвах были установлены В. А. Ковдой и сотрудниками (1951, 1954) для территорий нефтяных залежей на глубинах порядка сотен метров (рис. 39). В. А. Соколовым еще раньше (1932, 1947) было доказано явление газовых аномалий в почвах, перекрывающих нефтеносные залежи. Так были разработаны в СССР почвенно-геохимические методы поисков и разведки на нефть и газы, на такие редкие элементы, как медь, цинк, кобальт, йод и бром (Малюга, 1947, 1963; Глазовская, 1962).

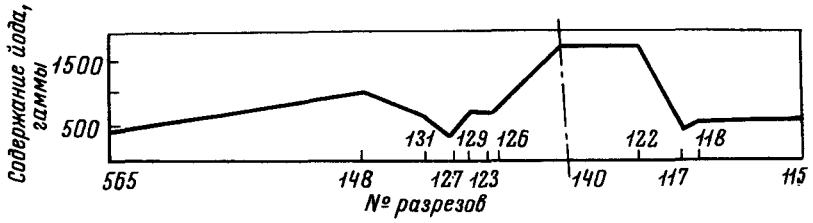


Рис. 39. Средневзвешенное содержание иода в почвах и грунтах (до грунтовых вод) на поперечнике, пересекающем нефтеносную структуру (Ковда, Славин, 1951)

Пунктирная линия — ось нефтеносной структуры

Одним из примеров «аномальных отклонений» являются массивы сильнозасоленных или солонцовых почв в районах существования соляных куполов или скрытых тектонических структур (рис. 40, 41). Соляными куполами в геологии называют обширные (диаметром до нескольких десятков километров) мощные скопления почти чистых солей (чаще хлористого натрия, хлоридов калия и магния или боратов), поднятых тектоническими процессами с больших глубин (порядка сотен и тысяч метров) к поверхности. Циркулирующие почвенные воды размывают тело куполов, разнося соли в ближайшие районы. В районе соляного купола образуются местные скопления гипсов, пятна своеобразных сильносолончаковых или солонцовых почв.

Солянокупольные образования широко известны на разных материках. В частности, они распространены в Иране, Средней Азии, Северном Прикаспии. В последнем на каждые 300 *км*^{2} приходится в среднем по одному соляному куполу. Площади отдельных куполов достигают нескольких квадратных километров при мощности соляного тела до 1—2 тыс. *м*. В составе солей 90—98% приходится на долю галита. Подземные и поверхностные воды в районах соляных куполов отличаются повышенной минерализацией и часто абсолютным преобладанием хлоридов натрия и присутствием бора. Почвы в районах, прилегающих к куполам, могут иметь весьма своеобразную засоленность или солонцеватость, связанную с влиянием солей, выщелоченных из тела соляных куполов. Соляные купола часто связаны с нефтеносностью местности. Поэтому аномальная засоленность почв и подземных вод может служить косвенным признаком возможной нефтеносности недр.

Еще более интересным и столь же очевидным примером влияния местных эндогенных геохимических факторов на почвообразование являются грязевые вулканы и грифоны (рис. 42). Грязевые вулканы, сопки, грифоны известны на Керченском и Таманском полуостровах, в Прикаспийской низменности Азербайджана и Западной Туркмении, в Румынии. Высота грязевых вулканов составляет 10—15 *м*, но иногда 300—400 *м*. Грязевые вулканы покрывают выбросами десятки квадратных километров.

Грязевые вулканы, сопки, грифоны периодически выбрасывают на поверхность грязевую брекчию, большие количества газа (преобладает метан) и минерализованных вод. Концентрация рассолов, поступающих с глубины 300—500 *м* из третичных, иногда меловых толщ, порой достигает 50—100 *г/л*. В составе солей обычно преобладают хлориды натрия, магния, кальция при небольшом содержании сульфатов, что обусловлено процессами векового десульфирования. В этих же водах обычно присутствуют соединения йода (30—60 *мг/л*), брома (50—100 *мг/л*), бора. Под

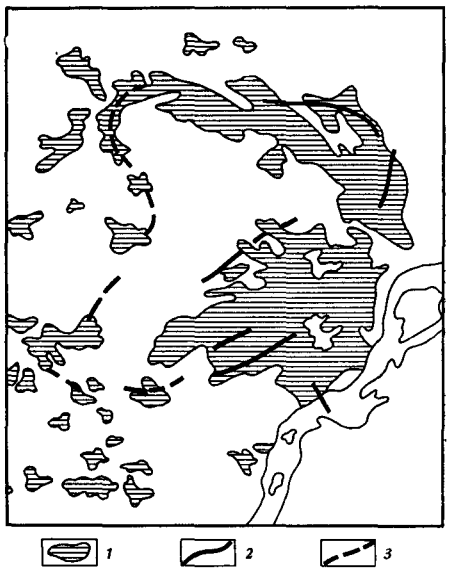


Рис. 40. Схема расположения массивов солонцеватых почв и осей геоструктур в одном из районов черноземной зоны (составил П. С. Славин, оси геоструктур показаны Л. А. Кузнецовым)

1 — массивы средне- и сильносолонцеватых почв и солонцов;
2 — оси геоструктур с выявленной нефтеносностью;
3 — оси геоструктур с предполагаемой нефтеносностью

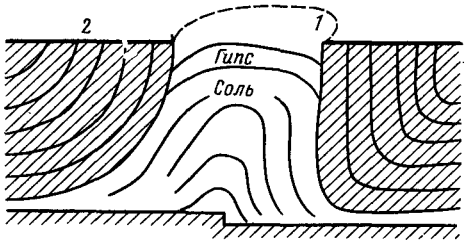


Рис. 41. Схема соляного купола (по В. А. Обручеву)

1 — разрушенная часть соляного купола;
2 — солонцеватые почвы

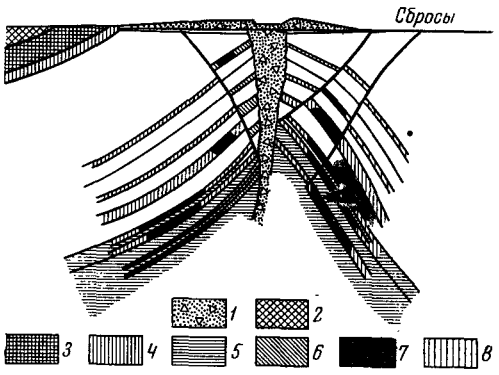


Рис. 42. Геологический профиль через грязевой вулкан Локбатан в Азербайджане (по А. А. Якубову)

1 — брекчия;
2 — апшерон;
3 — апшерон;
4 — акчагыл;
5 — продуктивная толща;
6 — газ;
7 — нефть;
8 — вода

влиянием таких вод создаются местные очаги хлоридно-кальциевого засоления и аккумуляции в почвах соединений йода, брома, бора.

Выброшенные массы солей перераспределяются поверхностными водами и ветром на окружающую территорию, вызывая ее засоление. Образующиеся в районах грязевого вулканизма засоленные почвы характеризуются высокой хлоридностью, очень малой сульфатностью, низким содержанием гипса, склонностью к сильной солонцеватости и повышенным содержанием йода, бора и брома.

Миграция различных элементов и их соединений из глубинных месторождений нефти к поверхности является установленным фактом. Скорость, пути и размеры этой миграции определяются рядом обстоятельств: специфическими свойствами мигрирующих веществ, условиями залегания их в недрах и физико-географическими условиями поверхности.

Типичные нефтяные воды характеризуются: а) весьма высокой минерализацией (до 200 *г/л* и выше); б) бессульфатностью или ничтожным содержанием сульфатов и высоким содержанием хлоридов натрия (до 95—98% от суммы эквивалентов); в) наличием хлоридов кальция или гидрокарбонатов натрия; г) содержанием нафтеновых кислот, йода, брома, бора и других микрокомпонентов нефтяной залежи.

Влияние этих вод на химизм почв и почвенно-грунтовых вод в районе, расположенном над нефтяной залежью, сказывается тем в большей степени, чем лучше условия для миграции глубинных вод к поверхности.

Передвижение солей из глубин к поверхности может осуществляться различными путями в зависимости от местных условий. Одним из таких путей может быть передвижение солей с капиллярной и пленочной влагой. Наличие дизъюнктивных нарушений и трещин в породах способствует передвижению к поверхности сильно минерализованных нефтяных вод. Одним из факторов этого передвижения является значительное давление, наблюдаемое в нефтесодержащем пласте. Таким образом, образование почв хлор-кальциевого или содового засоления или почв, содержащих большие количества йода, может быть косвенно связано с влиянием нефтяной залежи.

От нефтяной залежи к поверхности почвы направлен вековой поток газов, генетически связанных с нефтью. Газовая фаза почв, лежащих над залежами газов и нефти, поэтому отличается от обычного состава почвенных газов тем, что в них повышено количество углеводородов разного типа. Нефтяные газы состоят из предельных углеводородов. Среди них, как правило, преобладает метан. Углеводороды, испытывая воздействие ряда внешних факторов, могут нарушать нормальный состав гумуса в почвах. К таким факторам В. А. Соколов (1947) относит: а) каталитическое действие глин и почв; б) ионизацию; в) лучистую энергию Солнца, в частности ультрафиолетовые лучи; г) деятельность почвенных микробов.

В результате реакций, ведущих к полимеризации, могут образовываться углеводороды с весьма большим молекулярным весом. Высказывались предположения, что образование «почвенных восков» из нефтяных углеводородов может происходить под влиянием каталитического действия почвы.

Каждый тип почв характеризуется определенным содержанием и закономерным распределением по профилю и составом органического вещества. Распределение по профилю почвы органического вещества, образовавшегося из нефтегазовых углеводородов, отличается от распределения в почвах органического вещества растительно-наземного происхож-

дения. Почвы, покрывающие нефтеносные территории, обогащаются углеродом за счет мигрирующих от залежи углеводородов, поэтому в них отношение C : N расширено; повышена в них также битуминозность гумуса.

В последние годы исследования роли верхней мантии в геохимической истории Земли показали, что мантия генерирует и направляет к поверхности земной коры многочисленные и разнообразные углеводороды и более всего поток метана. Вероятно, синтез нефти, графитов, битумов в земной коре происходит под влиянием углеводородов, образованных в верхней мантии Земли (Чекалюк, 1967). Процессы миграции углеводородов, двуокиси углерода, соединений серы, азота не могут пройти в природе бесследно для гипергенеза и почвенного покрова суши. Но это еще неизвестные разделы педогеохимии.

НАПОРНЫЕ ГЛУБИННЫЕ МИНЕРАЛИЗОВАННЫЕ ВОДЫ

Исследования последних десятилетий показали, что в земной коре существует сплошная «подземная гидросфера» глубинных минерализованных вод, иногда высокой температуры (Щербаков, 1968). На многих пространствах суши глубинные подземные воды обладают высокой напорностью и поэтому непосредственно или косвенно вовлекаются в почвенные процессы. Нагревание и восходящее движение этих вод связаны с более глубокими зонами перегретых вод и расплавленной магмы, где давление составляет тысячи атмосфер, а температура — тысячи градусов.

Свойства и влияние глубинных вод на гипергенные процессы и почвообразование в большой степени зависят от геолого-литологических, геоморфологических, гидрогеохимических и климатических условий местности. Химический состав глубинных напорных вод весьма разнообразен (табл. 18). Нередко они представлены высокоминерализованными рассолами. Часто содержат высокие концентрации соединений щелочей и щелочных земель, кремния, марганца, железа, различных микроэлементов (медь, цинк, молибден, литий, бор, йод и др.).

В виде горячих источников на сушу поступает огромное количество подземных вод — около 42 *км*^{3} ежегодно, в том числе около 1 *км*^{3} юве-

Таблица 18

Особенности хнмического состава термальных вод
(по материалам А. В. Щербакова, 1968)

Тип вод	t,° C	pH	Eh, *мв*	Газы	Анионы	Катионы	Микроэлементы
Воды кристаллических щитов и выступов (чаще пресные)	2—17	4,2—7,7	+50, +450	N_2O_2	HCO_3, Cl, SO_4	Na+K Ca	Br, B, F
Воды складчатых областей (пресные и слабоминерализованные)	40—90	8,1—9,3		N_2	HCO_3, SO_4, Cl, SiO_3	Na+K	F, Br
Воды поверхностно-складчатого фундамента Русской равнины (чаще рассолы)	20—80	4—7	—130, —40, +113	CN_4, N_2	Cl	Na+K	Br, J, B, Sr, F, Li

нильных вод (Щербаков, 1968). Кроме того, глубинные воды включаются в почвообразование путем разгрузки (дренирования) в опускающиеся низменности, во врезанные древние и современные речные долины, в межгорные впадины, где они смешиваются с поверхностными и почвенно-грунтовыми водами. Образование и аккумуляция вторичных глинных минералов, различных окислов, солей в этих случаях являются следствием не только притока подвижных продуктов выветривания и почвообразования, возникших в зоне гипергенеза, но и притока растворов минеральных соединений с напорными глубинными подземными водами.

В таких геологических структурах, как кристаллические щиты и платформенные плиты, открытые поступления напорных вод ослаблены и относительно редки. Но в области региональных разломов и геосинклиналей, по периферии горноскладчатых областей, в зонах тектонической трещиноватости и разрывов приток глубинных напорных вод может быть весьма значительным и может определять многие почвенно-геохимические особенности территории. Особенно это проявляется в аридном климате, где интенсивное испарение способствует образованию и накоплению вторичных солевых минералов из растворов, принесенных глубинными водами, а малое количество атмосферных осадков способствует сохранению этих минералов в корах выветривания и почвах. Примером может быть Ферганская долина или Голодная степь в Узбекистане, долина Западного Маныча, испытывающие подпитывание минерализованными хлоридно-сульфатными напорными подземными водами. Другой пример представляет Араратская долина в Армении, испытывающая почти повсеместное влияние содовых напорных подземных вод, что ведет к образованию содовых солончаков в долине. Почвы и воды Восточно-Африканского грабена образуются при постоянном влиянии щелочных термальных вод, выклинивающихся в виде источников, болот, озер или подпитывающих почвы капиллярными токами.

В условиях холодного влажного климата напорные подземные воды способствуют возникновению заболоченных пространств и переувлажненных почв. Вместе с тем в этих условиях они доставляют в почвы ценные элементы минерального питания растений. По-видимому, заболоченные пространства Западной Сибири находятся под влиянием слабоминерализованных напорных подземных вод.

Изученность роли глубинных напорных вод в почвообразовании еще крайне недостаточна. Однако уже очевидно, что недооценка этого фактора весьма осложнит понимание многих особенностей почвенного покрова тех частей суши, которые расположены в зонах краевых прогибов по периферии складчатых сооружений, на предгорных равнинах, в межгорных впадинах, в областях опускания, на территориях, затронутых тектоническими разрывами и трещиноватостью, во врезанных долинах крупных впадинах, в областях опускания, на территориях затронутых текторосов мелиорации почв таких территорий путем изменения и управления их водным и солевым режимом (осушение, орошение, обводнение, плотины и водохранилища).

То же следует сказать об изучении педогеохимии микроэлементов и о составлении карт содержания микроэлементов в почвах. Напорные подземные воды, особенно повышенной температуры, наряду с почвообразующими породами являются могущественным фактором привноса необходимых для организмов (медь, кобальт, цинк, йод), токсических (мышьяк, селен, фтор) или ценных для промышленности микроэлементов.

Таблица 19

Вынос растворенных веществ в гидротермальных водах Курильских островов, *т*
(Е. К. Мархинин, цит. по А. В. Щербакову, 1968)

Компонент	В сутки	За год	Компонент	В сутки	За год
H_2SO_4	>700	>255 500	Ca	>34	>12 300
HCl	>259	>108 185	Fe	>35	>12 800
F	>0,260	>95,0	Al	>70	>25 000
Br	>0,0266	>9,5	H_2SiO_3	>269	>108 185
J	>0,001	>6,0	HBO_3	>0,96	>350
Na+K	>14	>5250			

Примером являются термальные воды вулканических областей. По подсчетам Е. К. Мархинина (табл. 19), вынос гидротермальными водами соединений кремния, алюминия, йода достигает на Курилах десятков тысяч тонн, а бора, мышьяка, брома — измеряется десятками и сотнями тонн ежегодно. Если эти продукты глубинной геохимии включаются в наземное почвообразование, то их влияние на химию почв весьма значительно.

ОРГАНИЗМЫ КАК ФАКТОР ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

В результате жизнедеятельности организмов возникают малый биологический круговорот веществ и почвенные циклы углерода, кислорода, водорода, азота, фосфора, серы и микроэлементов, что ведет к образованию гумусового горизонта почвы, обогащенного соединениями этих элементов. Жизнь и жизненные функции организмов, движение, питание и обмен со средой, размножение) не только в известной мере определяют своеобразные физические свойства почвенной массы (однородность, скважность, структуру), но играют определяющую роль в развитии специфической биохимической среды, которая присуща только почве.

РОЛЬ ЖИВОТНЫХ В ПОЧВООБРАЗОВАНИИ

Наиболее важной функцией растений в почвообразовательном процессе является регулярный синтез органического вещества, сопровождающийся мобилизацией минеральных соединений. Это ведет к аккумуляции запасов потенциальной энергии и биофильных элементов в наземных и подземных органах растений, в их остатках и почвах.

Растения используют при фотосинтезе лишь ничтожное количество получаемой Землей солнечной энергии — около 0,2—0,5% в среднем и не более 1% (3—4% в лучших земледельческих хозяйствах).

По подсчетам советских и зарубежных ученых, растения ежегодно образуют на суше около $5{,}3 \cdot 10^{10}$ *т* биомассы. Это соответствует около $2{,}13 \cdot 10^{17}$ *ккал* потенциальной энергии (табл. 20).

П. Дювиньо выделяет следующие основные уровни продуктивности фотосинтеза (1967, 1968):

1. Пустыни и глубокий океан отличаются минимальной продуктивностью — 0,1 *г/м*^{2} фиксированного углерода в день;
2. Луга, степи, поля и мелководья — 0,5—3 *г/м*^{2} углерода в день.
3. Прерии, леса и культурные поля — от 3 до 10 *г/м*^{2} углерода в день.
4. Тропические леса, интенсивные культурные поля, пойменные ландшафты и эстуарии — от 10 до 20 *г/м*^{2} углерода в день.

Оценка суммарных запасов фитомассы отдельных ландшафтов планеты является сложной задачей. Однако можно предвидеть, что эти запасы соответствуют уровням продуктивности.

Таблица 20

Возможные размеры ежегодного синтеза фитомассы
(Duvigneaud, 1967)

Природные области	Площадь, 10^6 км²	% к площади суши	Органическое вещество		Энергия, 10^{17} ккал
			т/га·год	общее количество, 10^{10} т/год	
Леса	40,6	28	7	2,84	1,14
Пашни	14,5	10	6	0,87	0,35
Степи, луга	26,0	17	4	1,04	0,42
Пустыни	54,2	36	1	0,54	0,22
Полярные области	12,7	9	0	0	0
Всего	148,0	100		5,29	2,13

Полученные в СССР данные по распределению фитомассы на суше земного шара вскрыли интересные явления (Базилевич, Дроздов, Родин, 1968). Наименьшие количества фитомассы характерны для субтропических и тропических пустынь (менее 2,5 *т/га*). Полярные пустыни, субполярные ценозы, суббореальные пустыни и засоленные почвы попадают в следующую категорию с фитомассой (2,5—5 *т/га*). В тундре запасы фитомассы составляют около 12,5—25 *т/га*, в лесотундре — 50 *т/га* и в тайге — 300 — 400 *т/га*. В широколиственных и субтропических лесах наблюдается более высокий запас фитомассы (400—500 *т/га*).

Наиболее высокий запас фитомассы обнаружен во влажнотропических вечнозеленых лесах — боле 500 *т/га* (в лесах Бразилии, например, зарегистрировано 1500—1700 *т/га*). Степи, горные луга, пампы, ксерофитные редколесья и саванны, а также мангровые имеют фитомассу от 12,5 до 150 *т/га*.

Человек, весь животный мир, мир насекомых и микроорганизмов существуют за счет потребления этой растительной органики, расходуя и используя энергию, консервированную фотосинтетическим путем в виде органического вещества. В недрах Земли накоплены колоссальные запасы разных форм органического вещества, рассеянного в осадочных породах или концентрированного в угле, торфе и т. д. Современное индустриальное общество широко использует геологические запасы энергии в виде угля, нефти, газов, торфа, созданных организмами древнейших геологических систем. До 90% современных нужд в энергии покрывается за счет этих источников.

Миллиарды тонн органического вещества и связанной с ним энергии содержатся в почвах в виде рассеянных органических остатков и почвенного гумуса. Подсчеты показывают, что в виде почвенного гумуса почвы суши содержат до $n \cdot 10^{19}$ *ккал* связанной энергии; это количество соизмеримо с энергией, связанной в биомассе суши ($n \cdot 10^{19}$ *ккал*). Энергия, аккумулируемая ежегодно в растительном веществе, по В. Р. Волобуеву (1960), составляет до 5% от всей энергии, вовлекаемой в почвообразование (табл. 21). Ежегодно бóльшая часть этой органики расходуется на жизнедеятельность почвенной фауны и микроорганизмов и на реакции, ведущие к синтезу почвенного гумуса.

Значительные вариации в количествах энергии, поступающей в почву с органическим веществом, отражают прямое влияние климата на

Таблица 21

Затраты энергии на почвообразование и энергия, аккумулируемая в растительном веществе, *кал/см²/год*

(Волобуев, 1960)

Природные зоны	Общая затрата энергии на почвообразование (включая эвапотранспирацию)	Энергия, ежегодно аккумулируемая в растительном веществе
Тундра и пустыни	1 000—5 000	5—60
Черноземные степи	15 000—30 000	150—360
Влажные субтропики	40 000—50 000	600—1 500
Влажные тропики	50 000—70 000	1 500—3 500

продукцию растительной массы. Холод в тундре и сухость в пустыне ограничивают до минимума фотосинтез и прирост растительного вещества в этих ландшафтах. В лесах влажных субтропиков и тропиков ежегодно синтезируются наибольшие массы органики и образуются максимальные запасы биомассы (табл. 22).

Таблица 22

Продуктивность растительности в различных ландшафтах, *ц/га*

(Базилевич и др., 1968)

Ландшафт	Фитомасса	Годичный прирост	Годичный опад
Горные тропические леса (Бразилия)	17 241	—	—
Влажные тропические леса (среднее)	5 000	325	250
Субтропические леса (среднее)	4 100	245	210
Дубравы	До 5 000	90	65
Бучины	3 700	130	90
Ельники южной тайги	До 3 300	85	55
Сосняки южной тайги	До 2 800	61	47
Саванны (Гана)	660	120	115
Саванны сухие (Индия)	268	73	72
Степи луговые (СССР)	250	137	137
Степи сухие	100	42	42
Пустыни полукустарничковые	43	12,2	12
Арктические тундры	50	10	10
Водорослевые такыры пустынь	1,1	1,1	1,1

Бóльшая часть растительного органического вещества сосредоточена на поверхности почв. В то же время значительные количества свежего органического вещества ежегодно образуются в форме корневых систем, 60—70% которых обычно сосредоточено в верхнем 30—50-сантиметровом слое почвы. Органическое вещество корней составляет от 20—30 до 90% по отношению к общей фитомассе (табл. 23).

Следует, конечно, иметь в виду, что качество синтезируемого органического вещества весьма различно. Это в сочетании с другими факторами предопределяет различное направление почвообразования. Так, весь-

Таблица 23

Запасы фитомассы корней в почвах природных зон суши
(Базилевич, Родин, 1968)

Природная зона	*ц/га*	% от фитомассы
Арктические тундры	6—80	70
Кустарниковые тундры	200—300	80—85
Леса хвойные	300—800	21—25
Леса лиственные	250—950	15—33
Степи, прерии, луга	100—200—250	80—90
Пустыни	3—30	40—85
Пампы и саванны	200—400	30—60
Влажные тропические леса	>1000	≈20

Таблица 24

Химический состав некоторых растительных объектов, % на сухое вещество
(данные А. В. Рыбалкиной)

Растительные остатки	Воски, жиры, смолы	Водорастворимые органические вещества	Гемицеллюлозы	Целлюлозы	Лигнин	Протеины	Автор
Листья клевера			8,07	15,40	4,29	21,67	Кононова
» люцерны			11,94	20,97	8,61	13,31	»
» тимофеевки			20,35	25,91	19,54	7,75	»
Корни пырея			22,86	25,49	18,43	7,94	»
» тимофеевки	5,26	—	20,35	25,91	19,54	7,75	»
Иглы сосны	24,47	—	12,68	27,59	15,05	6,97	»
Древесина ели	3,88	—	—	57,84	28,59	0,69	Хаулей и Уайз
» березы	3,48	—	—	45,30	19,56	0,74	»
Мох Hypnum		8,85	22,89	20,74	23,11	9,18	Александер
» Rhacomitrium		7,0	35,13	16,84	20,67	5,75	»
Лишайник Gyrophera		45,84	26,77	6,08	5,63	8,50	»
» Squamaria rubisa		17,5	42,36	2,71	9,35	9,43	»
Злаково-разнотравная растительность		26,5	21,76	14,32	10,71	11,70	Александер
		—	—	—	—	11,51	Тюрин
Грибы и бактерии						40,80	Тюрин
Миксобактерии (плазма)						72,75	Кононова

ма различен химический состав органических веществ различных типов растений (табл. 24). Низшие растения (грибы и бактерии) очень богаты протеинами. Мхи и древесина отличаются высоким содержанием лигнина. В злаках и особенно в органике мхов много гемицеллюлоз. Заметную величину представляют воднорастворимые вещества. В лишайниках растворимая органика составляет половину сухой массы (45,84%) и отличается весьма высокой кислотностью.

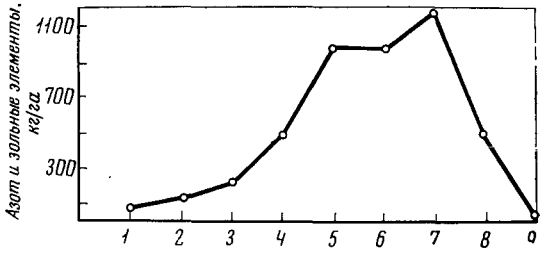


Рис. 43. Количество вовлекаемых в круговорот зольных элементов и азота в различных растительных формациях СССР

Подзолистые почвы:
1 — сосняк-брусничник,
2 — ельник-зеленомошный; серые лесные почвы;
3 — липняк;
4 — дубравы;
5 — болото низинное;
6 — луговая степь, черноземы, Западная Сибирь,
7 — то же, Европейская часть СССР;
8 — пустыня, сероземы;
9 — пустыня, такыр

Столь же поразительна разница в количестве и составе минеральных веществ, ежегодно вовлекаемых в ткани растений. Наиболее низкое содержание золы (1,5—2,5%) характерно для растительности тундр и лесотундр, для хвойных и хвойно-широколиственных лесов; среднее содержание золы (2,5—5%) типично для растительности альпийских и субальпийских лугов, степей, для некоторых суббореальных пустынь, широколиственных, субтропических и тропических лесов, травяно-древесных зарослей типа тугаев, редколесий и саванн; высокое содержание золы (8—15%) типично для растений субтропических, тропических и суббореальных пустынь, а также для мангров; самый высокий процент содержания золы (20—30—50%) типичен для растительности солончаков.

Корневая система растений через тончайшие корневые волоски из раствора и прямым контактом с минералами поглощает элементы минерального питания (Al, Fe, Ca, Mg, K, P, S, Si), разрушая кристаллическую решетку минералов и глубоко изменяя первичные горные породы.

Поглощая химические элементы, корневая система выделяет в эквивалентном количестве такие ионы, как OH', $H^{\cdot}$, HCO_3', а также органические соединения типа кислот, которые в свою очередь разрушают первичные минералы. В среднем растительность умеренного климата поглощает и возвращает при отмирании ежегодно в почву 100—600 *кг/га* минеральных веществ весьма различного химизма, включая редкие и рассеянные элементы (рис. 43). Максимальных размеров (порядка 1000—2000 *кг/га*) достигает масса минеральных веществ, ежегодно поглощаемая и возвращаемая почве растительностью тугайных и низинных лугов, а также прерий. В хвойных лесах севера и особенно в пустынях эта величина падает до сотни и десятков килограммов на гектар.

В тропических лесах картина совершенно иная. Если принять, по Фагелеру, что наземная продукция сухой массы в дождевых лесах составляет до 250 *т/га*, то при средней зольности органического вещества растений 2—3% окажется, что ежегодно в верхние горизонты тропических лесных почв биогенным путем поступает до 5000—7500 *кг/га* минеральных веществ и азота. Однако, по подсчетам Л. Е. Родина и Н. И. Базилевич, для условий Бразилии получены относительно малые цифры — 1500 *кг/га*.

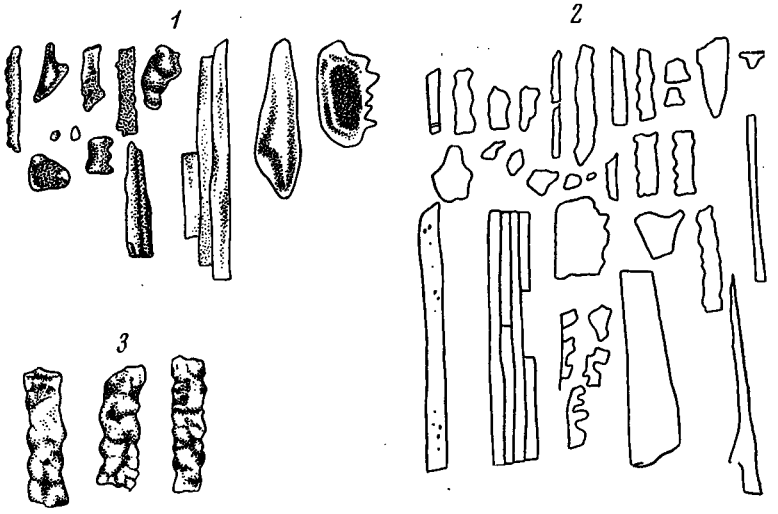


Рис. 44. Кремневые тела в растениях (по Ярриловой и Парфеновой)
1 — опал в листьях осоки; *2* — опал в листьях тростника; *3* — халцедон

В условиях целины на поверхности почв аккумулируются значительные массы опада отмерших растительных остатков. Так, под пологом леса вес сухой массы «лесной подстилки» составляет 200—400, а иногда и 500—1000 *ц/га*. В целинной черноземной степи вес «сухого войлока» достигает 100—150 *ц/га*. Эти массы органического вещества при зольности подстилки 5—10% содержат соответственно до 1000—10 000 *кг/га* минеральных веществ.

Часть компонентов, находящихся в тканях растений, уже прижизненно обособляется, превращаясь в чисто минеральные или органо-минеральные продукты — легкорастворимые соли, карбонаты кальция, соли щавелевой кислоты. Это характерно для соединений кремния, накапливающихся в тканях губок, хвощей, злаков (особенно бамбука). После отмирания растений аморфные соединения кремнезема постепенно превращаются в халцедон, а затем, по-видимому, и в кварц (рис. 44; Ярилова, 1947, 1952).

Важнейшим звеном почвообразовательного процесса является ежегодное разложение вновь образованного органического вещества в результате жизнедеятельности животных, грибов и бактерий. Свежие массы органического вещества и почвенный гумус — лишь различные промежуточные стадии в направлении к их полной минерализации. На этих путях постоянно образуются специфические чисто почвенные органические и органо-минеральные соединения, гуминовые кислоты и их соли, фульвокислоты и их соли, имеющие различные свойства и значение в почвообразовании.

Скорость процессов минерализации опада и подстилок, состав образующихся при этом органических и минеральных соединений, а также биогеохимическая судьба зависят от типа растительности, условий географической обстановки и характера почвообразовательного процесса. Отношение массы подстилки к массе ежегодного опада, которая формирует подстилку, является показателем скорости разложения опада и скорости освобождения химических элементов, т. е. в целом интенсивности

биологического круговорота. Чем выше этот индекс, тем меньше интенсивность биологического круговорота в данной экосистеме (Родин, Базилевич, 1965). Величины индекса наивысшие в заболоченных лесах (более 50) и в кустарничковых тундрах (20—50). В этих сообществах биологический круговорот можно оценить как застойный, что и ведет к накоплению торфа. В темнохвойных таежных лесах индекс этот значительно меньше (10—17), однако биологический круговорот еще сильно заторможен, поэтому и здесь в почвах часто можно наблюдать заторфованность. В широколиственных лесах индекс равен 3—4; в степях, где индекс близок к 1—1,5, разложение ежегодно отмирающего и поступающего в опад органического вещества происходит весьма активно и биологический круговорот оценивается как интенсивный. В субтропических лесах он еще меньше (около 0,7), в саваннах показатель его не более 0,2. Во влажных тропических лесах мертвые растительные остатки практически не накапливаются, индекс здесь не более 0,1 и биологический круговорот веществ следует оценивать как весьма интенсивный.

Продукты разложения хвои, листьев, травянистого материала или тканей галофитов совершенно различны по химизму и влиянию на почвообразование. Так, продукты разложения степных трав образуют растворы нейтральной или слабощелочной реакции. Некоторые полыни и опад саксаула образуют экстракты щелочной реакции с pH 8—8,5. Экстракты из хвои ели, вереска, лишайников и мха сфагнум имеют кислую реакцию с pH 3,5—4,5.

При разложении и воздействии атмосферных осадков на свежеотмершее растительное вещество в почвенный раствор поступают подвижные фракции органики, а также хлориды, сульфаты, карбонаты, бикарбонаты, силикаты щелочей и щелочных земель. Сюда же присоединяются коллоидно-растворимые формы соединений кремния и полуторных окислов. Значительная часть этих продуктов выносится из почвы водами поверхностного и подземного стока. Этот вынос тем сильнее, чем влажнее климат. Менее подвижные соединения алюминия, железа, фосфора взаимодействуют с соединениями кремния, кальция и образуют на месте биогенный мелкозем, состоящий из вторичных глинных минералов разного типа и гумуса. Глинные минералы и гумус сорбируют часть ионов, поступающих в раствор при минерализации органического вещества. Некоторое количество минеральных соединений поглощается микроорганизмами, живущими в почве.

В условиях сухого и жаркого климата степей освобождающиеся при минерализации органического вещества зольные элементы длительно сохраняются в почве и во многих случаях обнаруживают тенденцию к накоплению в виде солей или сорбированных ионов. Новые циклы вегетации растительности приводят к частичному повторному захвату химических элементов в ткани растений и к новой мобилизации минеральных веществ из первичных минералов, слагающих горные породы.

Таким образом, ежегодно происходит перекачка химических элементов из корнеобитаемых толщ горных пород в верхние горизонты почвы. Из рассеянного состояния эти элементы переводятся в концентрированное состояние и в более доступные для растений формы. Наряду с элементами минерального питания бобовые, некоторые злаки и низшие организмы синтезируют азотистые соединения путем фиксации атмосферного азота. Мобилизация азота низшими и высшими растительными организмами из атмосферы составляет в разных условиях от 50 до 100—300 *кг/га* N в год.

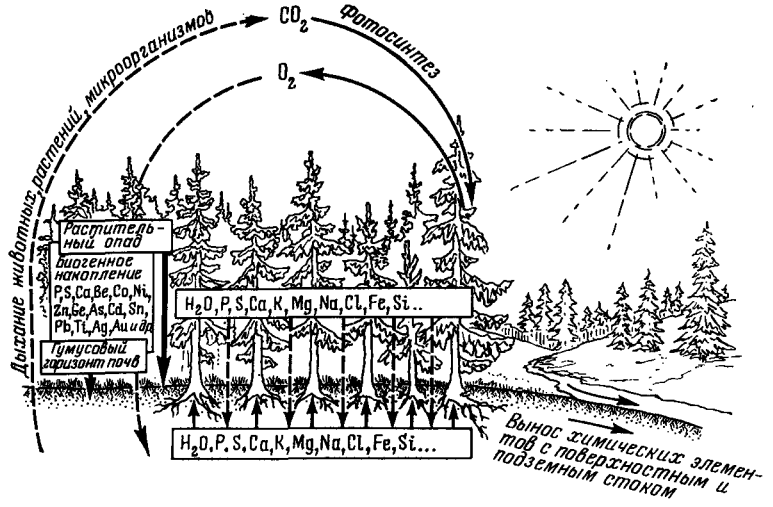


Рис. 45. Схема биологического круговорота веществ в ландшафте (по Перельману, 1966)

Ежегодный синтез и разложение растительного органического вещества создают круговорот зольных веществ, углерода и азота, названный В. Р. Вильямсом малым биологическим круговоротом. Общая схема биологического круговорота, ведущего к формированию гумуса и аккумуляции запасов энергии и органогенных элементов в гумусовых горизонтах почв, иллюстрируется рис. 45.

Сельскохозяйственная культура вносит огромные изменения в биологический круговорот веществ. Если в естественных условиях в пересчете на 1 *га* ежегодно растениями перекачиваются в верхние горизонты почвы сотни и тысячи килограммов минеральных веществ, то на культурных полях эти вещества искусственно, вместе с урожаем, вырываются из биологического круговорота и не возвращаются в почву. Так, урожай пшеницы в 20—25 *ц/га* отчуждает из почвы азота, фосфора, калия, серы, кремния, железа, алюминия, марганца, магния и кальция до 150—200 *кг/га*.

Таким образом, к геохимическому выносу элементов корневого питания растений из почвы присоединяется вынос агрономический. Чем выше урожай, тем этот вынос больше. При системе многоурожайного земледелия, т. е. при уплотненных и повторных культурах, разрыв естественного биологического круговорота и вынос минеральных элементов питания растений будут расти пропорционально (кратно) числу урожаев и величине отчуждаемого урожая растительной массы. Так, при двух-трех урожаях риса, например в Южном Китае, выносится с 1 *га* уже не 150—200 *кг* минеральных веществ ежегодно, а 300—400 *кг* и больше. Происходит также полное изменение природы и состава элементов, вовлекаемых в биологический круговорот.

Так как состав зольных веществ культурных растений, например злаков, бобовых, свеклы, хлопчатника и других, совершенно не идентичен составу зольных веществ древесных растений, то после вырубки лесов и введения посевов происходят глубочайшие изменения и перестройка всего цикла обмена веществ в системе почва — растение. Из опыта земледелия во влажных тропиках и субтропиках известно, что высокое плодоро-

дие почв за 3—4 года после вырубки лесов исчезает. Объясняется это тем, что за несколько лет с урожаями сельскохозяйственных культур практически полностью расхищался запас плодородия, созданный биологическим круговоротом под пологом леса. Конечно, при помощи корневой системы под покровом культурных растений с каждым новым урожаем также происходит некоторая мобилизация зольных веществ из невыветрелых минералов подпочвенных горизонтов. При орошении почв питательные вещества поступают в заметных количествах в растворенной и во взвешенной форме с поливной водой.

Ботва, отава, опад и остающаяся корневая система культурных растений являются также источником минеральных веществ, дополнительно вовлекаемым в биологический круговорот. Однако все это, как правило, не покрывает вынос элементов питания с урожаем. Опыт мирового земледелия показывает, что баланс минеральных веществ в биологическом круговороте на культурных полях должен тем интенсивнее пополняться органическими и минеральными удобрениями, чем кислее почвы, чем дольше была история земледельческого использования почв, чем большее число возделывается повторных культур и чем выше суммарная продукция органических веществ, отчуждаемых с урожаями с полей.

Поэтому при всех условиях и формах активирования естественного почвенного плодородия (поливы, продуктивные сорта, севообороты, агротехника, усиление деятельности почвенных организмов) высокие дозы минеральных и местных органических удобрений будут являться основным путем сохранения и расширения сферы биологического круговорота минеральных веществ на полях, в системе почва—культурные растения, как условие повышения и стабильности плодородия почв.

РОЛЬ РАСТЕНИЙ В ПОЧВООБРАЗОВАНИИ

Если наиболее важной функцией растений в почвообразовании является синтез органического вещества и накопление запасов потенциальной энергии в почве, то главной функцией животных в биосфере и почвообразовании следует считать потребление, первичное и вторичное разрушение органического вещества, перераспределение запасов энергии и превращение части потенциальной энергии в тепловую, механическую и химическую. Особое место в этом процессе принадлежит травоядным животным. Потребляя и разрушая растительное органическое вещество, травоядные синтезируют животное органическое вещество — зоомассу. Травоядные открывают «пищевую цепь» организмов — потребителей и разрушителей органического вещества. Биомасса, созданная травоядными, служит источником пищи и энергии для хищников, а биомасса, созданная последними, является источником пищи и энергии для последующих видов хищников, паразитов, некрофагов и т. д. Первичным источником пищи и энергии для пищевой цепи организмов является фитомасса, созданная растениями, зоомасса — уже вторичный продукт. Поэтому различают первичную и вторичную продуктивность ландшафтов и биогеоценозов.

Фитомасса и зоомасса могут быть измерены и охарактеризованы весом сухого органического вещества, содержанием связанного углерода или, что наиболее правильно, количеством связанной энергии. Для приближенных подсчетов энергии принимают величину 4,5—5 *ккал* на 1 *г* сухой растительной или животной массы. В пищевой цепи организмов

в биогеоценозе существует непрерывный поток энергии от растений к травоядным и от последних к хищникам, некрофагам, микроорганизмам и почвенному гумусу. На каждом новом звене пищевой цепи теряется 50—90% энергии и биомассы, запасенной на предыдущем этапе. Поэтому возникает так называемая экологическая пирамида запасов энергии. Чем больше звеньев в пищевой цепи и чем выше экологическая пирамида, тем больше будет потеряно энергии в конечном звене экологической пирамиды (рис. 46).



Рис. 46. Схема пирамиды пищевых цепей (Bates, 1961): злаки→кузнечики→лягушки→змеи→орел (по Дювиньо и Танг, 1968)

Человек, как потребитель растительных и животных продуктов, также находится в системе пищевых цепей и экологических пирамид. Форма связи человека с природой и экосистемами определяется трудом, социальными условиями, развитостью индустриального и аграрного потенциала. Различная сельскохозяйственная продукция, в которой человек заинтересован, находится в разных звеньях пищевых цепей и экологических пирамид. Правильно управлять этим сложным процессом превращения биомассы и энергии в экосистемах человек еще не всегда умеет. Но уже ясно, что вмешательство хозяйственной деятельности человека в экологические системы будет всегда иметь сложные и долговременные последствия. Поэтому научное обоснование наших приемов воздействий на природу и разработка прогноза последствий совершенно необходимы в каждом акте крупного вмешательства в природу.

Для поддержания почвенного плодородия, по-видимому, желательно иметь более длительный цикл пищевой цепи, связывающей фитомассу, почвенных животных, микроорганизмы и почвенный гумус.

Общие статические запасы зоомассы по отношению к фитомассе невелики — в среднем не более 1—2%. Однако в некоторых ландшафтах и почвах зоомасса составляет до 4—10% фитомассы (поливные серозе-мы, черноземы, окультуренные почвы). Обычно масса беспозвоночных организмов на два-три порядка превышает массу позвоночных. Животные организмы необычайно ускоряют темп биологического круговорота веществ в биосфере и почвах, и можно считать, что без деятельности животных не могло бы быть почвообразования в его современном виде.

При каждом переходе на новый трофический уровень, кроме новой зоомассы в процессе дыхания, движения, обмена организмов со средой, идет последовательное окисление части углерода до двуокиси, выделение воды, паров и газов, минеральных солей, экскрементов. К этому добавляются минеральные и органические продукты посмертного разложения.

Эти бурно текущие процессы еще крайне малоизвестны. Но о них можно судить косвенно по соотношению разных видов биомассы. Так, в естественных биогеоценозах суши количество биомассы при переходе

Таблица 25

Валовая биомасса (сухой вес, *кг/га*) растительного покрова и населения позвоночных животных

Трофический уровень	Тундра	Тайга	Широколиственные леса	Степи
Растительность (наземная часть, по Родину и Базилевич)	$n \cdot 10^3$	$n \cdot 10^5$	$n \cdot 10^5$	$n \cdot 10^2$
Травоядные животные	$n \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10$	$n \cdot 10$	$n \cdot 10$
Хищники	$n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-2}$

из одного трофического уровня в другой обычно изменяется в 100—1000 раз и более. Отношение фитомассы к биомассе травоядных животных дает следующие величины: тундра — $n \cdot 10^4$, тайга — $n \cdot 10^5$, хвойно-широколиственные леса — $n \cdot 10^5$, лесостепь — $n \cdot 10^3$, степи — $n \cdot 10^2$ и пустыни — $n \cdot 10^2$ (табл. 25).

В почвенной фауне, многочисленной и разнообразной, число видов превышает многие тысячи. По размеру особей выделяют четыре группы (Bachelier, 1963):

а) микрофауна, представленная организмами, размеры которых меньше 0,2 *мм*. Это главным образом протозоа, нематоды, ризоподы, эхинококки, живущие во влажной почвенной среде, в почвенных капиллярах и порах, заполненных почвенным раствором;

б) мезофауна объединяет виды животных размером 0,2—4 *мм*, приспособленных к жизни в почве, имеющей достаточно влажный воздух. Микроартроподы преобладают в составе мезофауны почв. В эту группу входят мельчайшие насекомые, некоторые мириаподы и специфические черви;

в) макрофауна состоит из животных, достигающих 4—80 *мм* (земные черви, высшие насекомые, в частности термиты, муравьи и их личинки, мириаподы, моллюски и многие другие);

г) мегафауна почв включает наиболее крупных животных, размером от 1 *см* до 1—1,5 *м* (крупные насекомые, крабы, скорпионы, кроты, змеи, черепахи, мелкие и крупные грызуны, лисы, барсуки).

Макрофауна и мегафауна почв представлены главным образом так называемыми роющими животными, перемещающими огромные массы землистого материала в почвенной толще. Кроме того, в почве много разнообразных нероющих животных (использующих камеры других организмов) — уховертки, псевдоскорпионы, клещи, многоножки и др.

Специфическими являются микроартроподы, постоянно живущие в корнях растений и почвенных агрегатах. Чем меньше размеры организмов и чем они проще, тем многочисленнее их население в почвах (рис. 47). В связи с этим особо следует отметить простейших (протозоа), размер которых составляет несколько микрон. В числе простейших различаются жгутиковые, корненожки амебы, инфузории. Простейшие населяют почвы в огромном количестве (до 1,5 млн. в 1 *г*). Являясь гетеротрофами, простейшие играют важнейшую роль в разложении и ресинтезе органического вещества в почве, а также в образовании различных соединений углерода, азота, серы, кремнезема, алюминия, кальция, калия и др. Установлено явление антагонизма простейших и бактерий. Простейшие используют последних в пищу.

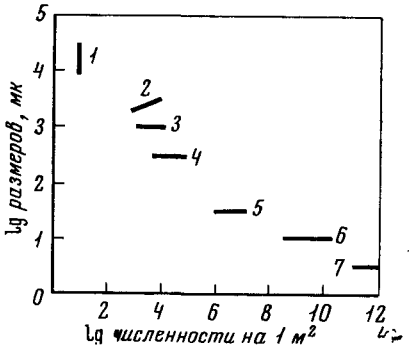


Рис. 47. Соотношение размеров и численности почвенных беспозвоночных (по Гилярову, 1944)

1 — дождевые черви, многоножки, крупные насекомые;
2, 3 — нематоды, мелкие энхитреиды;
4 — коллемболы, клещи;
5 — ресничные инфузории;
6 — жгутиковые;
7 — бактерии

Обязательным условием гумусообразования является разрушение и измельчение растительной массы и мертвого животного вещества вначале преимущественно позвоночными, а затем беспозвоночными (всегда с участием грибов и бактерий). При этом энергия и часть органогенных элементов удерживаются в малом биологическом круговороте (рис. 48).

Растительные и животные остатки разрушаются различными группами почвенных организмов (рис. 49):

фитофаги (например, нематоды, грызуны) питаются тканями живых растений;

сапрофаги (некоторые немагоды, черви, многоножки, личинки насекомых, термиты, муравьи) потребляют ткани мертвых растений;

некрофаги (жуки, личинки мух и жуков, черви) поедают трупы животных;

хищники (например, некоторые нематоды, простейшие, скорпионы, клещи) поедают живых особей;

копрофаги (жуки, мухи и их личинки, микроартроподы, протозоа, бактерии) питаются экскрементами других животных.

Периодические миграции животных (птиц, землероев и земноводных, саранчи, мотыльков и др.), сезонные и суточные регулярные перемещения в поисках питания и влаги, запасание пищи впрок в подпочвенных слоях, закладка нор на разных глубинах сопровождаются перераспределением колоссальных количеств органического вещества, связанной энергии, усвоенных минеральных соединений и грунта.

Суммарный вес органических отбросов и выделений, отдаваемых за время жизни животным в почву и на ее поверхность, в десятки и сотни раз превышает вес животного. В ряде случаев продукты, выделяемые животными прижизненно, концентрируются в местах убежищ, стойбищ, зимовок (например, гуано), вблизи нор. Живя и умирая на поверхности почвы или вблизи нее, животные, как и растения, способствуют механической концентрации органических веществ в верхних горизонтах почвы и мелководий.

Общая численность особей червей, нематод, коловраток, членистоногих, моллюсков и т. д. достигает часто 50—70 млн. на 1 $м^2$ почвы. Известны случаи, когда на 1 $м^2$ поверхности в лесу насчитывалось до 125 млн. особей членистоногих. В 1 $см^3$ гумусового горизонта почвы, как правило, содержится несколько особей мезофауны, иногда до 100 и более экземпляров.

В степных почвах огромная роль принадлежит грызунам. Число нор сусликов и кротов достигает 3—4 тыс. на 1 *га*, а песчанок — до 200—300 на 1 $м^2$. В дельтовых почвах Восточного Китая большую работу по

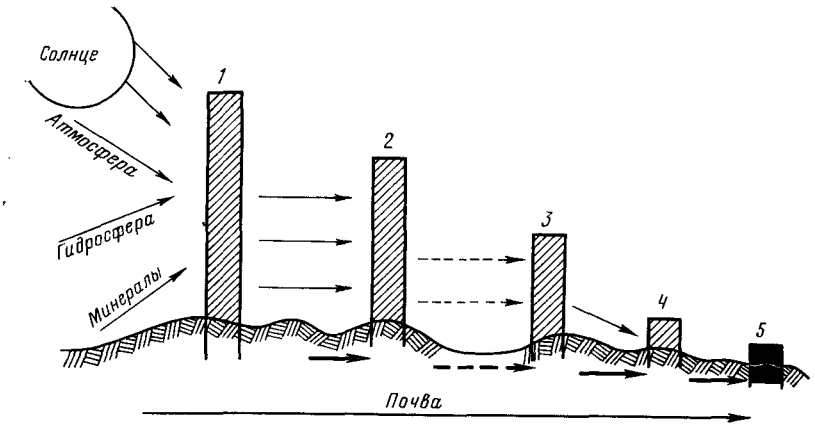


Рис. 48. Схема цикла разрушения биомассы

1 — фитомасса;
2, 3 — циклы превращения зоомассы;
4 — почвенные низшие и микроорганизмы;
5 — почвенный гумус

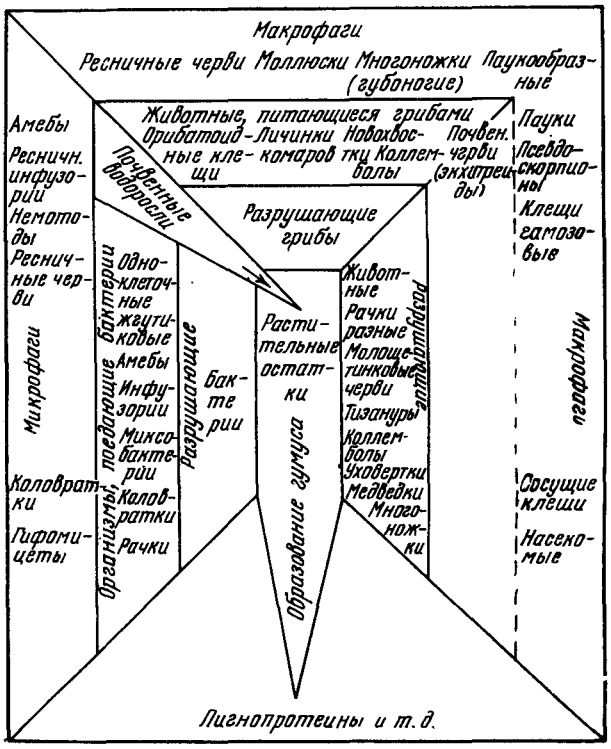


Рис. 49. Экологические группы почвенных организмов, разрушающих растительные остатки (Birch a. Clark, 1953)

преобразованию аллювия в почвы выполняют крабы, выбрасывающие массы земли с глубины 1—2 *м*. Крабы закладывают по 4—6 нор на 1 $м^2$. Аналогичное явление наблюдается на древних аллювиальных равнинах Конго.

Суммарный вес сырой биомассы живых беспозвоночных может достигать 125—150 *т/га* (в том числе 90—95% воды). Бо́льшая часть этой массы принадлежит червям. В гумусовых горизонтах луговых почв часто обитает до трех—пяти особей червей в 1 $дм^3$.

Механическая работа почвенной фауны выражается значительными размерами и играют важнейшую роль в формировании почвы и ее свойств. Степные грызуны (полевка, сурки, суслики и др.) строят норы и ходы в верхних метрах, особенно в первом полуметре почвы. Объем грунта и органических веществ, перемещаемых вверх и вниз степными грызунами, может достигать сотен кубических метров на 1 *га*, а за тысячи лет почвообразования составляет десятки тысяч кубических метров многократного перемешивания. Кроты, закладывая норы на глубине 30—40 *см* и передвигаясь под землей в горизонте 10—20 *см*, регулярно выбрасывают на поверхность почв материал из подповерхностных горизонтов почвы. Иногда до 30—50% поверхности лесной почвы покрыто свежими и старыми выбросами из ходов и нор кротов. В среднем за 40-летний период вся поверхность лесного массива или луга подвергается полной механической обработке кротами на глубину не менее 10—15 *см*. При этом происходят не только значительные физические изменения в почвенном профиле, но и глубокие химические и физико-химические пертурбации (Абатуров, 1967). Поколения крупных животных (лисы, песцы, барсуки, сурки) строят свои «норовища» в течение тысячелетий; площади отдельных нор и выбросов занимают до 400—500 $м^2$, чем нарушается и микрорельеф, и условия аэрации почвенной толщи, физика и физико-химия почв. Личинки и дождевые черви создают сложную и разветвленную сеть ходов, исчисляемую десятками тысяч километров.

Черви, как и другие сходные организмы, не только перемешивают грунт на глубину до 4—5 *м*, но, пропуская его через кишечный тракт, разрушают минералы, оструктуривают мелкозем, обогащают его органикой, азотом, углекислым кальцием, создают своеобразные коллоидные органо-минеральные смеси. По-видимому, часть конкреций углекислого кальция образовалась при участии дождевых червей. В луговых почвах за один год черви выбрасывают на поверхность до 80—90 *т/га* копрогенного материала, а в тропиках ежегодные выбросы составляют до 250 *т/га*. Черви таким путем могут переработать и за какие-либо 50 лет полностью перемешать весь поверхностный горизонт почвы.

Столь же интенсивна механическая работа термитов, муравьев, личинок, степных мокриц. За несколько десятилетий муравьи и черви в степных и луговых почвах практически полностью перемешивают обитаемый ими верхний горизонт, придавая ему своеобразную структуру, минералогию и биохимию. Особенно велика деятельность термитов в тропиках. Термиты поедают древесную ткань и в симбиозе с грибами разрушают клетчатку и лигнин, которые отличаются значительной стойкостью. В тропиках колонии термитов строят огромные надземные сооружения — термитники — высотой до 3, а иногда до 5—8 *м* с диаметром в 1—5 *м*, до 50—100 штук на 1 *га* (рис. 50, 51). В Средней Азии на лёссах термиты не строят надземных сооружений, но создают подземные галереи в несколько этажей, захватывают толщи до 5 *м*, а отдельные ходы — до 30 *м* вглубь.

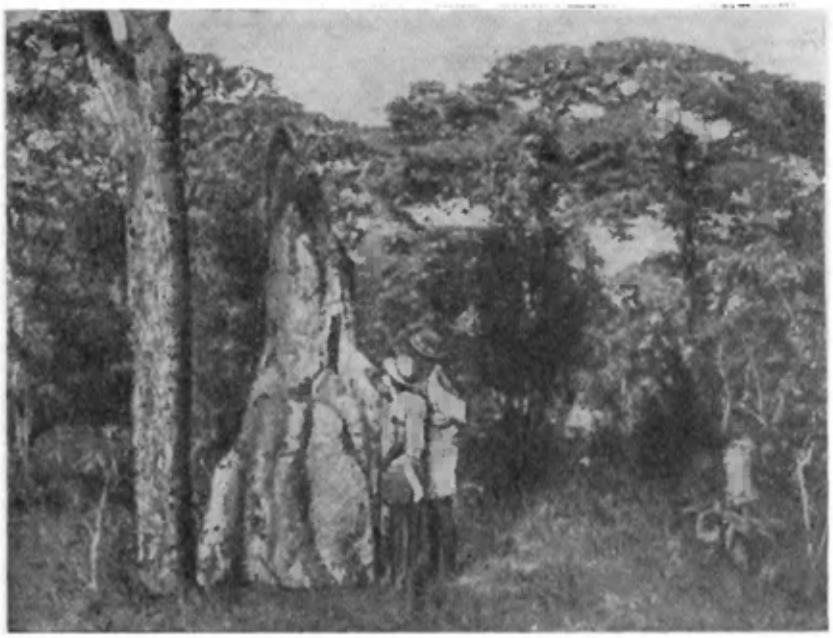


Рис. 50. Термитник в саванне Анголы (фото В. Хелмих)

Известны случаи, когда одна колония термитов занимает площадь до 0,75 *га*. Наружные сооружения термитов весят до 3—5 *т*. Длительность существования термитных гнезд — до 10 лет. После того как постройки заброшены колонией, они быстро разрушаются дождями и ветром. Ежегодно колонии термитов в тропиках выносят до 1 *т/га* почвы на поверхность для постройки и ремонта гнезд. В итоге деятельности термитов в тропических почвах создается специфический мелкоземный поверхностный горизонт мощностью до 15—20 *см*.

В процессе роющей и перемешивающей деятельности почвенной фауны почти бесследно исчезают слоистость и неоднородность аллювиальных и пролювиальных осадков. Происходит практически полная гомогенизация слоистых отложений, как это свойственно, например, лёссам или покровным суглинкам. Деятельность червей, термитов, муравьев приводит к постепенному, но значительному погружению каменистого материала в глубь мелкоземистой массы, которая веками выносится этими организмами на поверхность, захороняя неразрушенные обломки пород. Этим же путем происходит также захоронение остатков древних сооружений, памятников, костей. Средняя скорость биогенного погружения камней составляет 3—7 *мм* в год. Параллельно в толще горизонтов осадочных отложений создается пористость, агрегатность. Возникают более благоприятные условия для водопроницаемости, аэрации почвы и окисления закисных соединений. Минеральные и органо-минеральные продукты жизнедеятельности наряду с продуктами разложения мертвого органического вещества образуют высокодисперсную коллоидную фракцию почвенной массы. Порода и ее горизонты подвергаются глубокой биологической переработке, превращаясь в землистый мелкозем.

Почвы пустынь и тундры, а также торфяники очень бедны фауной. Но почвы лугов, прерий, саванн и степей необычайно плотно заселены животными и насекомыми. Особенно богата фауна подстилок и почв лиственных лесов. Фауна высококультурных удобренных плодородных почв умеренного пояса в десятки и сотни раз богаче, чем фауна целинных почв. Нередко приходится специально обогащать поля органическими удобрениями и червями для повышения плодородия почв. В этом отноше-

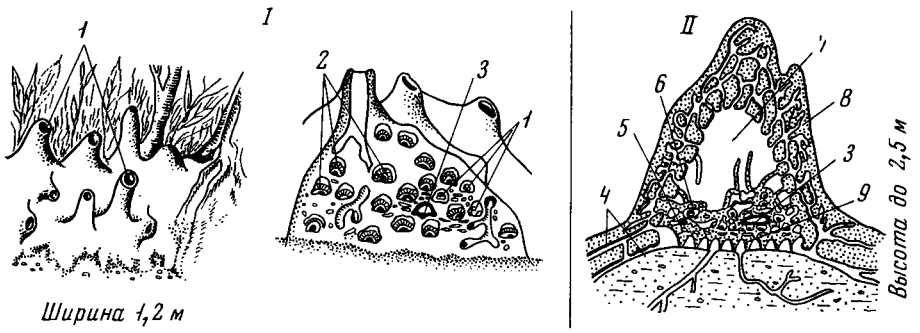


Рис. 51. Различные типы гнезд термитов (по П. П. Грассе)

I — термитники Protermes minutus; II — термитник Bellicosctermes.

1 — наружные выходы;
2 — камеры грибных «садов»;
3 — царская ячейка;
4 — внутренние выходные галереи;
5 — грибной «сад»;
6 — древесные остатки;
7 — центральная полость;
8 — стенка;
9 — цоколь

нии весьма интересны данные полевых опытов Ротамстедской опытной станции в Англии (табл. 26) и результаты вегетационных опытов В. К. Балуева в СССР (табл. 27). В обоих случаях показана поразительная роль дождевых червей в увеличении урожаев зерновых.

Староорошаемые плодородные почвы Средней Азии весьма богаты фауной (особенно дождевыми червями), в то время как типичная почва пустынь — такыры — довольно бедна. Поэтому при освоении такыров под орошаемые культуры их специально приходится обогащать почвенной фауной и микроорганизмами, внося большие количества навоза и компостов.

В тропических почвах Африки наблюдается обратная закономерность (табл. 28). Наиболее богаты микрофауной почвы под первичными лесами: до 70—80 тыс. особей на 1 *м*^{2} (в слое 0—2,5 *см*). В обезлесенных поч-

Таблица 26

Средняя численность почвенных беспозвоночных и средний урожай пшеницы на Ротамстедской опытной станции

Показатель на 1 *акр*	Без удобрений	С навозным и минеральным удобрением
Общее число учтенных немикроскопических животных	4 885 600	14 795 600
в том числе дождевых червей	457 900	1 010 100
Урожай зерна + соломы, *фунт*	2 315	7 005

Таблица 27

Влияние деятельности дождевых червей на урожай пшеницы
(по В. К. Балуеву, 1950)

Почва	Число червей в сосуде	Общий вес растений, *г*	Вес, *г*		Число	
			колоса	зерна	зерен	колосков
Подзолистая супесчаная	0	93,65	27,59	19,32	892	654
	4	98,23	31,91	24,22	1038	762
	8	101,71	32,78	26,60	1113	791
	16	99,29	34,70	28,01	1073	695
Огородная	0	110,57	33,92	27,59	873	613
	4	116,47	39,40	31,11	882	665
	8	175,52	64,45	50,74	1313	770
	16	182,99	70,05	55,60	1422	813

Таблица 28

Зависимость между фауной и свойствами почвы в тропиках
(по Мальдагу, 1959)

Угодье	Число организмов	% органических веществ	Пористость почвы, %	Объемный вес, *г/см*³
Тропический лес разного типа	79 000 66 000	10 9—10	65—80 57—65	0,4—0,8 0,9—1,0
Пастбища, кустарники, плантации кофе	45 000	4—8	53—57	1,1—1,2
Молодые залежи, культурные поля	18 000	3	53	1,4—1 8

вах, находящихся в культуре или в залежи, число особей уменьшается до 10—20 тыс. на 1 $м^2$ (в слое 0—2,5 *см*). Параллельно уменьшается содержание гумуса, ухудшаются агрофизические свойства, снижается плодородие тропических почв (Maldague, 1959).

Видовой состав и численность почвенной фауны, таким образом, являются в известной мере показателем типов и свойств почв и могут служить индикатором их плодородия.

РОЛЬ МИКРООРГАНИЗМОВ В ПОЧВООБРАЗОВАНИИ

Роль микроорганизмов в формировании почв и почвенного плодородия необычайно сложна и разнообразна; микробы, будучи древнейшими организмами на земном шаре, существующими миллиарды лет, являются самыми древними почвообразователями, действовавшими задолго до появления высших растений и животных. Последствия жизнедеятельности микроорганизмов выходят далеко за пределы обитаемых ими почв и определяют во многом свойства осадочных пород, состав атмосферы и природных вод, геохимическую историю таких элементов, как углерод, азот, сера, фосфор, кислород, водород, кальций, калий, железо.

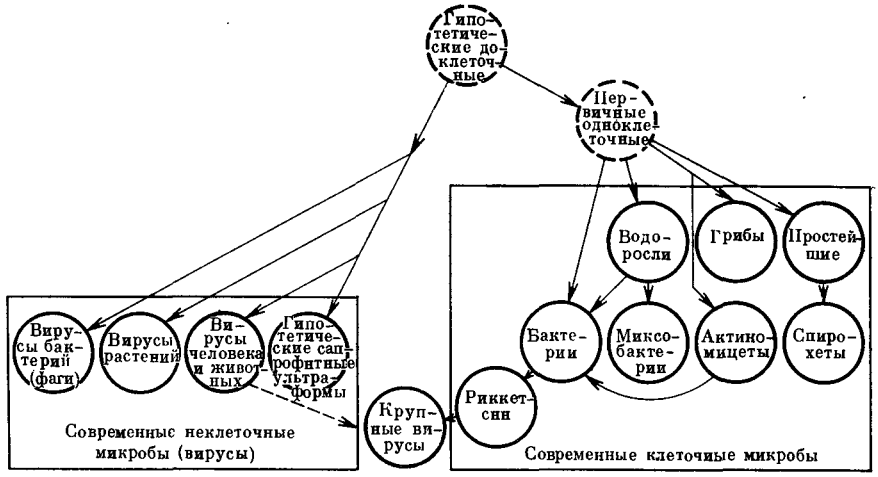


Рис. 52. Главнейшие группы микроорганизмов и их генетические связи (по Красильникову, 1958)

Микроорганизмы по свойствам полифункциональны в биохимическом отношении и способны осуществлять в биосфере и почвах такие процессы, которые недоступны растениям и животным, но которые являются существенной частью биологического круговорота энергии и веществ (Аристовская и др., 1967). Таковы процессы фиксации азота, окисления аммиака и сероводорода, восстановление сернокислых и азотнокислых солей, осаждение из раствора соединений железа и марганца. Сюда же относится микробный синтез в почве многих витаминов, энзим, аминокислот и других физиологически активных соединений.

Осуществляя эти поразительные реакции, автотрофные бактерии, подобно растениям, могут сами синтезировать органическое вещество, но не используя при этом энергию Солнца. Именно поэтому есть все основания считать, что первичный почвообразовательный процесс на Земле, осуществлялся сообществами автотрофных и гетеротрофных микроорганизмов задолго до появления зеленых растений. Следует отметить, что бактерии и грибы являются весьма сильными разрушителями первичных минералов и горных пород, агентами так называемого биологического выветривания.

Однако главнейшей особенностью микроорганизмов является их способность доводить процессы разложения растительного и животного органического вещества до полной минерализации. Без этого звена нормальная спиралевидная цикличность биологических процессов в биосфере не могла бы существовать и сама жизнь не была бы возможной. В этом заключается глубокая принципиальная разница между ролью в биосфере микроорганизмов и ролью растений и животных. Растения синтезируют органическое вещество, животные выполняют первичное механическое и биохимическое разрушение органики и подготовку ее для будущего гумусообразования. Микроорганизмы, завершая разложение органического вещества, синтезируют почвенный гумус, а затем разрушают. Синтез физиологически активных соединений, гумусообразование и полная минерализация органических остатков — главная функция микроорганизмов в почвенных процессах и биологическом круговороте.

Микроорганизмы встречаются иногда на глубине десятков и сотен метров. Но главная их масса сосредоточена в корнеобитаемых горизонтах почвы и особенно в верхних 10—20 *см*. Общий вес сырой массы различных микроорганизмов может составлять в верхнем 25-сантиметровом слое почвы до 10 *т/га*. Масса микроорганизмов составляет 0,5—2,5% от веса гумуса в почвах. При этом в расчете на 1 *г* почвы численность микроорганизмов составляет десятки и сотни миллионов экземпляров, а в ризосфере растений — десятки миллиардов. Чем выше уровень плодородия естественных почв, тем богаче и разнообразнее представлены в них микроорганизмы. Высокоплодородные культурные почвы наиболее богаты разнообразными микроорганизмами. По мере развития новых методов изучения микроорганизмов выясняется, что современные наши знания еще крайне недостаточны. По-видимому, роль, численность и функции микроорганизмов в почвообразовании значительно бóльше, чем мы представляем теперь.

В числе почвенных микроорганизмов имеются как представители растительного мира, так и представители животного мира (рис. 52). В микрофлоре наиболее многочисленные грибы, актиномицеты и бактерии. Водоросли распространены значительно меньше. В микрофауне преобладают амебы и жгутиковые. Реснитчатые и микронематоды в почвах также иногда встречаются в большом числе. Все больше накапливается данных о присутствии в почвах неклеточных форм микроорганизмов (бактериофаги, вирусы).

Почвенные водоросли

Почвенные водоросли — это одно- и многоклеточные микроорганизмы (иногда подвижные), обладающие специфическими пигментами типа хлорофилла, обеспечивающими ассимиляцию углекислоты и фотосинтез органического вещества. Водоросли в отличие от большинства остальных микроорганизмов способствуют обогащению почв органическим веществом и кислородом.

Водоросли населяют главным образом верхние освещенные горизонты почв, хотя единично могут быть встречены и на глубине до 30—50 *см*. В зависимости от типа пигментов различают водоросли зеленые, синезеленые, пурпуровые, желтые. В 1 *г* почвы может быть до 300 тыс. одноклеточных водорослей. Роль одноклеточных микроводорослей особенно проявляется на поверхности бесплодных глинистых почв пустынь — такыров, на солонцах, на свежих аллювиальных отложениях в мелководьях. Используя появляющуюся влагу, микроводоросли обогащают поверхность свежим органическим веществом, вызывают усиленное разрушение первичных минералов, повышают дисперсность твердой фазы. Некоторые водоросли играют существенную роль в превращениях соединений кремнезема (диатомовые) и кальция в почве, другие обладают способностью фиксировать азот.

Особенно важны в балансе почвенного азота синезеленые водоросли (Индия, Япония, Индонезия), живущие на рисовых полях и на аллювиальных почвах речных долин в тропиках. Они снабжают азотом и кислородом почвы и растения этих угодий в значительном количестве, поддерживая их плодородие. В сравнении с другими микроорганизмами значение водорослей в почвообразовании все же сравнительно ограниченное. Это объясняется тем, что суммарная величина биомассы водорослей составляет в среднем 0,5—1 *т/га*.

Почвенные грибы

Почвенные грибы — это обширная группа нитевидных одноклеточных и многоклеточных гетеротрофных сапрофитных микроорганизмов, живущих в мертвом напочвенном покрове (лесная подстилка, растительный опад) и в почве. Размеры отдельных индивидуумов ничтожно малы (2—10 *мк*), но иногда склероции грибов могут достигать и 20—30 *см*, например в почвах Австралии.

Грибы разделяются на четыре главные группы:

фикомицеты, размножающиеся главным образом спорами. Они живут на поверхности почв и выполняют функцию первичного разрушения мертвого органического вещества и аммонификации. Многие фикомицеты встречаются в переувлажненных почвах;

аскомицеты, живущие в почвах и обычно развивающие разветвленные длинные гифы. Аскомицеты способны разлагать клетчатку в почве;

базидиомицеты — грибы лесных почв, имеющие крупные плодовые тела; представлены многими видами. Они еще мало изучены;

деутеромицеты, наиболее изученные и многочисленные (несовершенные грибы), в их числе преобладают плесневые грибы (особенно пенициллиум, аспергиллус). Несовершенные грибы размножаются, как правило, без участия полового процесса. Несовершенные грибы играют важнейшую роль в разложении органического вещества, разрушении минералов, и образовании специфических органических кислот.

Численность грибов в почве очень велика —0,8—1 млн. на 1 *г* почвы или разлагающейся растительной массы. Грибы вместе с нематодами и протозоа, а также бактериями составляют главную часть «микробиомассы» почв. Грибы играют важнейшую роль в почвообразовании, исполняя функцию минерализации органического вещества, а также миссию гумусообразования (вместе с бактериями). Роль грибов в этом смысле особенно велика в лесном почвообразовании, а также при низких температурах или очень сухом климате.

Последовательный процесс разложения органического вещества, вплоть до исчезновения органического материала, выполняется разными группами грибов, сменяющими друг друга. Не только клетчатка, но даже особенно стойкий лигнин разрушается грибами (базидиомицетами). Однако и сами грибы являются пищей почвенных животных и бактерий.

Грибы синтезируют в почве своеобразные кислотные соединения; часто грибы синтезируют вещества токсического характера, убивающие определенные группы бактерий. Монокультура способствует накоплению в почвах токсинов. Поэтому правильные севообороты являются средством предупреждения синтеза токсинов в почвах. Микроскопические грибы-хищники могут захватывать своими гифами мельчайших червей, нематод, простейших или амёб, прорастать в них гифами, поглощать их ткани и плазму.

Разные виды грибов находятся в симбиозе с высшими растениями (древесными, травами, культурными растениями), прорастая в их корни и снабжая растения питательными веществами через микоризу. Однако есть и чисто паразитные грибы. Высшие растения растут и плодоносят лучше, если эндотрофные микоризные грибы живут на корнях растений. До 80% видов трав Европы, кукуруза, пшеница, картофель и большин-

ство древесных имеют микоризные грибы. Благодаря разветвленности своей поверхности, кислотным выделениям, активному прямому поглощению органических и минеральных веществ микориза значительно улучшает корневое питание древесных и трав, повышая их рост и урожай органической массы. Используя гумус, микориза прямо снабжает высшие растения органическим питательным материалом. Без микоризы некоторые растения (дуб, сосна, финиковая пальма) развиваются очень плохо. Как правило, микориза стимулирует рост высших растений, но особенно положительно ее влияние в периоды холодов и засух или на кислых почвах.

Некоторые почвенные грибы очень вредны для сельскохозяйственных растений, вызывают болезни, уничтожающие урожай (вилт хлопчатника, картофельная гниль, мучнистая роса виноградной лозы). Вообще между высшей растительностью и микрофлорой почв существует очень сложная взаимозависимость и связь. Ассоциации грибов могут являться поэтому индикаторами типов почв и почвенных горизонтов.

Образование в кислых почвах относительно агрессивных гумусовых кислот (фульвокислоты) приписывается почвенным грибам. То же наблюдается в почвах Крайнего Севера, в которых грибная микрофлора, являясь главным фактором разложения отмирающих мхов и лишайников, способствует формированию светлых высокоокисленных гумусовых кислот. С деятельностью грибов связано образование в почвах многих органических кислот, в частности лимонной, щавелевой, уксусной, молочной, подкисляющих почвенную среду. Гифы некоторых грибов скрепляют мелкозем и способствуют структурообразованию почв (например, триходерма). Вместе с тем грибы являются весьма сильным фактором выветривания минералов и горных пород.

Бактерии

Бактерии — это наиболее многочисленные и наиболее разнообразные мельчайшие одноклеточные организмы, населяющие почвы. Размер их очень мал — 0,5—2 *мк.*

Бактерии вместе с водорослями, грибами и протозоа в почвах выполняют функцию гумусообразования и полной минерализации органических веществ. Описано около 50 родов и до 250 видов почвенных бактерий. В числе множества групп бактерий две-три имеют специальное значение в почвообразовании: истинные бактерии, актиномицеты и миксобактерии. Истинные бактерии подразделяются на две группы — неспоровые и споровые. В группу неспоровых входят автотрофные бактерии, которые сами синтезируют органическое вещество и поэтому могут существовать в среде, где полностью отсутствуют какие-либо формы органического вещества. Таковы бактерии, окисляющие водород (Bacterium hydrogenius), соединения углерода (Bact. methanicus), железобактерии и серобактерии, окисляющие железо и серу, бактерии-нитрификаторы, окисляющие аммиак в нитриты и последние в нитраты (табл. 29). Роль автотрофных бактерий была особенно существенной до возникновения водорослей и зеленых растений, синтезирующих органические вещества.

К этой же группе неспоровых бактерий принадлежат так называемые семиавтотрофы, которые фиксируют азот из почвенного воздуха, но при этом нуждаются в органическом веществе. Бактерии, фиксирующие азот, живут или свободно, или в симбиозе с бобовыми растениями, образуя на корешках своеобразные узелки, клубеньки. Бактерии рода Phizobium

Таблица 29

Автотрофные бактерии (собрано Новогрудским, 1956)

Источник энергии для автотрофного развития	Формула	ΔF_{298}	Основные представители	Исследователь
Окисление водорода	$H_2 + {}^1/_2O_2 = H_2O$	—56 000	Bacillus hydrogenes, Bact. picnotica	Лебедев (1910) Руланд (1924) Громан (1920)
	$5H_2 + 2NO_3^- = N_2 + 4H_2O + 2OH^-$	—53 000	Процесс наблюдался, но мало изучен	Боас—Бекинг и Паркс (1927)
	$H_2 + N_2O = N_2 + H_2O$		Культура накопления похожа на Bact. Saussurei	Бейеринк и Минкман (1910)
	$H_2 + {}^1/_4SO_4^{-2} = {}^1/_4S^{-2} + H_2O$	—6 600	Vibrio desulfuricans	Никитинский (1907), Уайтли, Стеркей (1945)
	$H_2 + {}^1/_4CO_2 = {}^1/_4CH_4 + {}^1/_2H_2O$	—7 900	Methanobacterium Omeliansky	Баркер (1936)
	$H_2 + S = H_2S_{aq}$	—14 700	Perfilievia	Пельш (1936)
Окисление соединений углерода	$CH_4 + 2O_2 = CO_2 + 2H_2O$	—195 000	Bact. methanicus, Methanomonas methanica	Зёнген (1906) Мюнц (1915)
	$CO + {}^1/_2O_2 = CO_2$	—66 000	Proactinomyces oligocarbophilus	Лантш (1922)
Окисление соединений азота	$NH_4^+ + 1{}^1/_2O_2 = NO_2 + H_2O + 2H^+$	—66 500	Nitrosomonas	Виноградский (1890)
	$NO_2 + {}^1/_2O_2 = NO_3$	—17 500	Nitrobacter	Виноградский (1890)
Окисление соединений серы	$H_2S_{aq} + {}^1/_2O_2 = H_2O + S$	—41 500	Beggiatoa	Кейль (1912)
	$12H_2S + 6CO_2 = C_6H_{12}O_6 + H_2O$	—212 000*	Chromatium	Ван-Ниль (1931—1941), Рельфсен (1935)
	$S + 1{}^1/_2\ O_2 + H_2O = H_2SO_4$	—118 500	Thiobacillus thiooxidans	Ваксман и Иоффе (1922), Старкей (1965)
	$5S + 6KNO_3 + 2CaCO_3 = 3K_2SO_4 + 2CaSO_4 + 2CO_2 + 3N_2$	—66 000	Thiobacillus denitrificans	Бейеринк (1920)
	$5Na_2S_2O_3 + 8KNO_3 + 2NaHCO_3 = 6Na_2SO_4 + 4K_2SO_4 + 2CO_2 + H_2O + 4N_2$	—893 000	Thiobacillus denitrificans	Лиске (1912)

Таблица 29 (окончание)

Источник энергии для автотрофного развития	Формула	ΔF_{298}	Основные представители	Исследователь
Окисление соединений серы	$3Na_2S_2O_3 + 2^1/_2O_2 = 2Na_2SO_4 + Na_2S_4O_6$	—260 000	Thiobacillus thioparus	Натансон (1902) Бейеринк (1904)
Окисление соединений железа	$4FeCO_3 + O_2 + 6H_2O = 4Fe(OH)_3 + 4CO_2$	—81 000	Leptothrix ochracea Spirophyllum ferrugineum Gallionella ferruginea	Виноградский (1888, 1922), Лиске (1912), Холодный (1926)

Процесс идет за счет фотосинтеза с потреблением свободной энергии.

Azotobacter и Clostridium живут свободно в почве и фиксируют азот почвенного воздуха. На протяжении года эти микроорганизмы могут накопить в почве до 50—300 *кг/га* азота, разрушая и окисляя пропорциональное количество органического вещества. На этом основана практика внесения в почвы растительных масс (соломы, листьев, зеленых удобрений и др.), что обеспечивает «подкормку» азотфиксаторов и активирует их деятельность. Для усиления фиксации азота на полях применяются специальные бактериальные удобрения.

Актиномицеты рассматриваются как организмы, переходные между бактериями и грибами. Они являются типичными организмами-гетеротрофами. По форме они представляют ветвистые одноклеточные организмы, несколько большего размера, чем истинные бактерии. Тончайшие гифы (меньше 1 *мк*) довольно длинны. Из этой группы бактерий Ваксман выделил штаммы стрептомицетов, которые продуцируют известный антибиотик стрептомицин, обладающий огромной активностью. Некоторые разновидности актиномицетов используются для производства витаминов. Актиномицеты сообщают почвам характерный запах свежераспаханной земли. В почве актиномицеты тесно связаны с разлагающимся органическим веществом, разрушая и потребляя клетчатку, гемицеллюлозу, белки и, по-видимому, даже лигнин. Актиномицеты являются аэробными микроорганизмами и играют основную роль в почвах сухого жаркого климата.

Спороносные бактерии являются, по С. Н. Мишустину (1956), чутким индикатором направления почвообразовательного процесса, возраста почв, степени их окультуренности. Некоторые микробиологи ввели понятие о биогенности почв и о биоорганно-минеральном комплексе почв. Последний включает поверхностные слои минералов, органические и органо-минеральные коллоиды, микроорганизмы, воду и газы. Чем выше биогенность почв, тем выше их плодородие. Окультуренные и поливные почвы всегда отличаются относительно более высокой биогенностью. Активная продукция углекислоты в почвах — один из показателей их биогенности. Углекислота является универсальным продуктом метаболизма почвенных организмов. Ежегодная продукция CO_2 в почве может достигать в 3—4 и даже 8 тыс. *л/га*. Углекислота в приземном воздухе —

продукт метаболизма почвенных организмов и результат минерализации органических соединений.

Сельскохозяйственные растения на таких высокобиогенных почвах, как черноземы, луговые почвы долин, благодаря работе микроорганизмов обеспечены физиологически активными соединениями, азотным и фосфорным питанием и относительно повышенной концентрацией углекислоты, столь необходимой для фотосинтеза. Культурные почвы, как правило, богаты бактериальными микроорганизмами, содержат активные формы азотобактера и обогащены физиологически активными соединениями. В мерзлотных кислых почвах севера, в торфах вследствие низкой активности микроорганизмов растения мало обеспечены гормональным и витаминным питанием, а также минеральными соединениями азота и фосфора. Приземный воздух в Арктике имеет в 2 раза меньшую концентрацию углекислоты (по А. А. Григорьеву — 0,16% вместо 0,03%). Это значительно снижает плодородие почв севера в целом. Почвы пустынь, особенно субтропических и тропических, вследствие сухости и нагрева до 70—80° С также обеднены бактериями.

Вирусы (бактериофаг)

Вирусы, по-видимому, представляют самый малый организм, населяющий почву. Это обширная группа мельчайших и простейших организмов, стоящих на грани живого и неживого. Являясь типичными паразитами и хищниками, вирусы должны оказывать громадное влияние на бактерии, которыми они питаются (рис. 53). Известно, что патогенные микробы (например, проказы, туберкулеза) гибнут в почве. Не исключено, что эти обеззараживающие свойства почв обязаны присутствию вирусов. Наблюдалось, что бактериофаги разрушают клубеньковые бактерии на корнях бобовых.

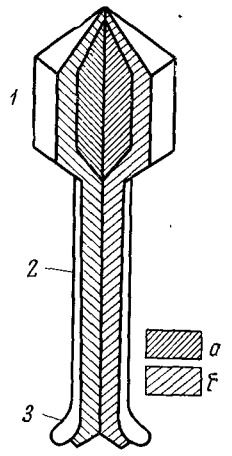


Рис. 53. Структура бактериофага (по Андерсону)

1 — голова;
2 — хвост;
3 — точка прикрепления к бактерии;
а — дезоксирибонуклеиновая кислота;
б — протеин

Микроорганизмы невидимы для глаза, и поэтому человек склонен недооценивать их роль в биосфере и почвообразовании. Между тем из того, что изложено выше, следует с очевидностью, что микроорганизмы являются обязательным компонентом всякого природного биогеоценоза. И трофические цепи, и экологические пирамиды, иллюстрирующие процесс разрушения биомассы и перераспределения энергии, аккумулиро-

ванной в фитомассе и зоомассе каждого ландшафта, включают сложные звенья мира микроорганизмов.

В отличие от мира животных многие микроорганизмы-автотрофы при этом пополняют в какой-то мере биомассу и запасы аккумулированной энергии, удлиняя биогенный круговорот веществ биосферы в его почвенной части. Микробиомасса в почвах суши по весу составляет в абсолютных цифрах величину порядка $1 \cdot 10^9$ *т*, что в отношении к фитобиомассе равно лишь 0,0001%, однако поразительная скорость размножения и смен поколений у микроорганизмов столь велика, что геохимическое и почвенное значение деятельности микроорганизмов в биосфере является эквивалентным значению деятельности растений и, может быть, даже превышает его.

ПОЧВА КАК БИОХИМИЧЕСКАЯ СИСТЕМА

Разные группы растений, животных и микроорганизмов, населяющих почвы, находятся в постоянном взаимодействии между собой и географической средой. Это взаимодействие вызывает коренные изменения физических, химических и биохимических свойств горной породы и ее превращение в почву.

Взаимоотношения почвенных организмов очень сложны и многообразны. Животные и бактерии потребляют растительные углеводы, жиры и белки. Грибы разрушают целлюлозу и, в частности, древесину. Цепь хищников разных видов потребляет живые ткани более слабых организмов. Копрофаговые организмы используют экскременты более высокоорганизованных форм.

Симбиоз, паразитизм и антагонизм различных видов позвоночных, насекомых и микроорганизмов усложняют их отношения между собой и их влияние на растения и на цикл органических и минеральных соединений в системе почва — микроорганизмы — растение.

Корни растений играют, по-видимому, особо важную роль в процессе выветривания горных пород. Органическое вещество корней является главным энергетическим материалом для почвенной фауны. К этому добавляется органическое вещество с поверхности, увлекаемое животными в глубь почвы. В погоне за органическим веществом многочисленные обитатели почвы способствуют не только механической гомогенизации минеральной массы. Горная порода сама биологизируется — превращается в «живую» почву, пронизанную ассоциациями особей макро-, мезо- и микрофауны и колониями бактерий и грибов. Возникает аппарат постоянного взаимодействия между организмами разного рода при синтезе, разрушении и ресинтезе органического вещества вплоть до полной минерализации.

Твердые, жидкие и газообразные продукты жизнедеятельности почвенных животных, корневых систем и микроорганизмов создают новые вещества биогенного происхождения в твердой, жидкой и газообразной фазе почвы: гумус, почвенные минералы, органо-минеральные комплексы, растворимые в воде органические соединения, минеральные соединения азота, серы и фосфора, специфические газы в почвенном воздухе (углекислота, аммиак, углеводороды, сероводород, летучие соединения и др.).

Значительная часть почвенной влаги и питательных веществ в природных почвах находится в тканях живых организмов. Метаболизм кор-

ней растений, фауны и микроорганизмов создает своеобразную биохимическую обстановку в почве. Накапливаются антибиотические, иногда высокотоксические вещества, появляются гормональные активирующие соединения, выделяются и накапливаются энзимы, такие, как каталаза, уреаза, сахараза, инвертаза, которые направляют и ускоряют реакции окисления, восстановления, гидролиза, брожения или синтеза и ресинтеза новых продуктов.

Многие бактерии и грибы продуцируют вещества типа полисахаридов, способствующие структурообразованию почв. Некоторые почвенные грибы и бактерии синтезируют аминокислоты, спирты, кетоны, органические кислоты. При микробно-грибном разложении растительной массы в почве синтезируются витамины (B, B_2, B_6, B_{12}, PP), активные биохимические продукты(тиазоль, тиамин, биотин). Эти вещества, по-видимому, могут существенно влиять на почвенное плодородие. Продукты жизнедеятельности одних бактерий часто являются токсическими антибиотиками для других. На этом основано общеизвестное свойство почв уничтожать патогенные микробы.

Накопление токсинов биогенного происхождения может серьезно снижать продуктивность почв и эффективность вносимых удобрений. Токсические вещества, выделяемые микроорганизмами подзолистых почв, например, значительно угнетают культурные растения и подавляют прорастание семян (Красильников, 1958). Не исключено, что некоторые токсины могут вызывать заболевания, попадая в организм человека с водой или пищей. Высказываются, например, предположения, что уровская болезнь, характерная для некоторых районов Дальнего Востока, связана с токсинами, образуемыми грибом Fusarium, поражающим зерновые хлеба (Беккер и др., 1960).

Влияние продуктов метаболизма организмов на почвообразование и плодородие почв весьма сильно зависит от условий среды, типа почвообразующих пород, состава почвенного населения. Одним из средств оценки биохимической роли организмов в почве является продукция углекислого газа и формирование гумуса. Общепризнанно, что чем многочисленнее почвенное население, тем выше плодородие почв, тем больший объем суточного углекислого газа производится почвой. Не всегда, однако, эта зависимость столь очевидна и проста. Формирование гумуса отражает в суммарном виде результаты распада растительной массы в почве и процессов ресинтеза при совокупном влиянии местных географических факторов и почвенных организмов. Связь между гумусностью луговых и степных почв, с одной стороны, и их плодородием — с другой, общеизвестна. Но это не является универсальным правилом. Серые лесные почвы, лесные буроземы, орошаемые сероземы — малогумусные почвы, но они обладают высоким плодородием.

В современной научной литературе различают четыре типа разрушения органического вещества, отражающих сочетание совершенно различных условий и последствий.

1. Консервирование растительных органических остатков в малоизмененном виде с образованием кислотных и стерилизующих веществ в условиях пересыщения водой и крайней бедности фауны, флоры и микроорганизмов (торфообразование).

2. Гниение органических веществ в условиях недостаточного притока воздуха (особенно кислорода) и при высокой влажности, что создает анаэробную среду. Личинки мух и жуков, низшие грибы, специфические бактерии (анаэробы) играют существенную роль в этих процессах (на-

пример, при компостировании). Восстановительные процессы, господствующие в подобной обстановке, сопровождаются образованием аминов (птоамин) и фенолов, сероводорода, фосфония, водорода, метана, сернистых металлов, восстановленных соединений железа и марганца. Все эти соединения в большей или меньшей мере токсичны. В этой же среде нитраты восстанавливаются до аммиака и газообразного азота. Эти явления типичны для болотного почвообразования. Они могут возникать и при сезонном переувлажнении почв.

3. Аэробное разложение (гумификация) органических веществ, происходящее при достаточно благоприятном сочетании условий увлажнения и аэрации и связанное с последовательными и многократными сменами разложения и ресинтеза органических веществ в почве позвоночными и беспозвоночными животными (использование и ресинтез белков, углеводородов, жиров), грибами, микроорганизмами (использование и ресинтез белков, углеводородов, целлюлозы, лигнина, хитина). Разложение белков сопровождается аммонификацией и нитрификацией с образованием азотной кислоты и ее солей. Одновременно происходит окисление белковой серы и фосфора с образованием сульфатов и фосфатов. Углерод в большей части окисляется до углекислоты. Минеральные вещества органических остатков переходят в форму простых солей. Однако значительная часть углерода, азота, фосфора, калия и т. д. накапливается при этом в виде гумуса. Процесс аэробной гумификации органических веществ характерен для большинства почв, обладающих высоким природным плодородием и гумусностью (черноземы, почвы прерий, черные почвы тропиков, луговые, бурые лесные почвы). В зависимости от условий водного режима аэробные процессы могут сочетаться в разной степени с анаэробными.

4. Сухое «тление» органических веществ происходит при почвообразовании в условиях особо сухого климата при большем доступе кислорода, низкой влажности и пониженной активности почвенных организмов. Почвенные животные осуществляют механическое и биохимическое разрушение органического вещества. Грибы и бактерии завершают окислительные процессы с образованием простых окисленных минеральных солей, газов, воды. Ресинтез гумуса сравнительно ограничен. Поэтому и почвы сухих теплых областей обычно малогумусные и светлоокрашенные. Конечно, все эти явления глубоко меняются под хозяйственным воздействием человека. Уже простое изменение растительного покрова на почвах коренным образом меняет их фауну и микробное население. В этом же направлении действуют мелиорация и обработка почв, смены культурных растений в севообороте и особенно ирригация.

Внесение в почву удобрений, инсектофунгицидов, гербицидов глубоко влияет на состав и активность микроорганизмов как в благоприятную, так и в неблагоприятную (чаще) сторону. В биологии и биохимии почв скрываются огромные дополнительные возможности увеличения урожайности сельскохозяйственных растений, если законы биохимии поняты и правильно используются в земледелии.

ВРЕМЯ КАК ФАКТОР ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ [1]

Как и всякое естественноисторическое тело, почва имеет определенный возраст. Время, прошедшее с начала формирования почвы до настоящего момента, называется абсолютным возрастом почвы. Кроме того, почва обладает относительным возрастом, который характеризует скорость процесса почвообразования, скорость смены стадий развития. Относительный возраст зависит не только от продолжительности существования почвы, но и от сочетания условий почвообразования и свойств почвы.

Почвенный покров Земли — разновозрастной. Абсолютный возраст самых молодых аллювиальных почв или почв, развитых на свежих обнажениях, исчисляется несколькими годами. Наиболее древние почвы плато и денудационных равнин в низких широтах могли сохраниться с третичного времени, и в этом случае абсолютный возраст их достигает десятков миллионов лет.

Подавляющее большинство современных почв имеет возраст, исчисляемый многими тысячелетиями. В течение длительного времени существования почв условия почвообразования многократно менялись. В частности, в четвертичный период происходили поднятия и опускания суши на фоне общего иссушения и похолодания климата; были ритмические изменения климата от более теплого и влажного к более холодному и сухому, и все это вызывало многократные изменения скорости выветривания, выщелачивания и аккумуляции, в биологической активности организмов.

Торп (Thorp, 1965) предлагает называть почвы, имеющие возраст более значительный, чем возраст послеледникового времени — голоцена, полигенетическими почвами, несущими сумму изменений, накопленных за всю историю их существования. Но в сущности и почвы, сформировавшиеся в голоцене, нельзя считать моногенетическими, так как и они прошли довольно сложную историю. На их свойствах отразились и колебания послеледникового климата, и общее обсыхание территории после обводнения водами тающих ледников, и эпейрогенические колебания суши, и воздействие других факторов (Ковда, 1965, 1966).

[1] Глава написана доцентом Е. М. Самойловой и В. А. Ковдой.

Краеугольным камнем генетического почвоведения является учение о почве как о природном теле, в свойствах которого отражены черты ландшафта. Почва эволюционирует вместе с эволюцией ландшафта, но те свойства, которые сформировались в ней в прежних условиях, не исчезают бесследно, а унаследуются, т. е. сохраняются на более или менее длительное время. Реликтовые черты почв часто играют не менее важную роль в их плодородии, чем современные свойства.

Почва, таким образом, отражает не только современный ландшафт, но и те условия, в которых она развивалась прежде. В каждом почвенном образовании представлено не только то, что соответствует современным условиям, но и реликтовые, остаточные признаки, а также новые зарождающиеся свойства, отражающие тенденции новейшего развития. Только такое историческое понимание почвы является научным — диалектическим; только на таком понимании может базироваться прогноз изменения свойств почвы под влиянием хозяйственной деятельности человека.

Известно, что, давая определение почвы, В. В. Докучаев в числе других почвообразователей назвал возраст. Свойства почвы Докучаев (1886) ставил в зависимость не только от общей продолжительности времени, прошедшего с начала почвообразования, но и от тех изменений, которые почва претерпевала в течение своего существования. Он ясно сознавал, что эволюция почв — широко распространенное явление, что почвы представляют величины, не только чрезвычайно изменчивые в пространстве, но сравнительно непостоянные и во времени. Докучаев выдвинул идею о том, что сибирский чернозем имеет очевидную генетическую связь с болотными, солонцовыми и озерными почвами (1882). Докучаеву принадлежит мысль о том, что в прошлом почвы черноземной России представляли копию с современных почв Сибири, где весьма часто бывает невозможно провести хоть сколько-нибудь определенную границу между растительно-наземными почвами, черногрязью Рупрехта и солонцами (1883).

В 1887 г. С. И. Коржинский выдвинул гипотезу деградации черноземов под влиянием древесной растительности, сменившей растительность травянистую. Черноземы, черноземовидные почвы, серые, светло-серые и белесоватые почвы представляют, по мнению этого автора, стадии последовательного изменения чернозема в ходе его деградации. Как показали позднейшие исследования, конкретная схема прогрессирующего оподзоливания чернозема под влиянием поселения дубового леса не подтвердилась. Однако сама попытка рассмотреть пространственный ряд почв как эволюционный сыграла большую положительную роль в формировании взглядов на почву как на развивающееся во времени тело. Очень определенно идея развития почв была сформулирована в трудах П. С. Коссовича (1906, 1911), который считал, что всякая почва представляет лишь одну из стадий развития каждого почвенного образования.

Особый интерес представляет положение Коссовича о том, что всякое почвенное образование данного времени отражает всю прошлую историю. Выработав совершенно правильный общетеоретический взгляд на почву как на развивающееся тело природы, Коссович предложил в то же время не соответствующий действительности ряд эволюции почв. С его точки зрения, развитие почвы идет от серозема к чернозему, а затем к подзолу под влиянием возрастающего вымывания из почвы растворимых солей и общего повышения влажности климата. Неудача Коссовича, как и других исследователей, в разработке конкретных схем эволюции объясня-

ется прежде всего попыткой свести все огромное многообразие проявлений эволюционного процесса к какой-то одной универсальной схеме.

Мысль о том, что почва изменяется во времени, что ни один почвенный тип не может считаться чем-то постоянным и устойчивым, что каждая почва проходит через ряд последовательных стадий развития, высказывалась и В. В. Геммерлингом (1910). Эволюцию почв автор выразил графически в виде кривой, изображающей постепенную смену щелочной реакции нейтральной, а затем кислотной и параллельное сначала накопление, а затем разрушение перегноя.

Существенный вклад в учение о развитии почв внес К. К. Гедройц (1912, 1926), который экспериментально показал, как осуществляется эволюция почв. Его опыты позволили установить смену солончака солонцом, а затем солодью под влиянием нарастающего промывания их атмосферными осадками. Гедройц не только доказал явление эволюции засоленных почв, но и вскрыл механизм эволюционного процесса.

Идея развития почв лежит в основе учения В. Р. Вильямса о едином почвообразовательном процессе. Вильямс рассматривал все разнообразие почв земного шара как «отдельные, генетически между собой связанные стадии одной общей, грандиозной по своей протяженности во времени и пространстве истории воздействия биологических элементов природы на поверхностные слои земной суши» (1916, стр. 109). Конкретная схема эволюции, предложенная Вильямсом для почвенного покрова Земли: пустынный процесс — подзолистый — дерновый — степной — пустынный — подзолистый и т. д.— не нашла подтверждения. Но бесспорна ценность выдвинутой им идеи бесконечного развития почвы.

Глубокое научное значение имеет концепция первичного почвообразовательного процесса как процесса, начавшегося на Земле вместе с возникновением жизни и развивающегося в связи с эволюцией живых, прежде всего растительных, организмов (Вильямс, 1949). Вильямс рассматривал почву как продукт диалектического единства жизни и среды обитания. Почва изменяется под воздействием живых организмов и, приобретая новые свойства, в свою очередь вызывает изменения в поколениях организмов, которые вынуждены эволюционировать под влиянием новых условий среды. По Вильямсу, почвообразование представляет один из следов эволюции жизни на Земле, но сама эта эволюция совершается под влиянием изменяющихся условий среды, в том числе почвы. Вильямс рассмотрел лишь первичный этап почвообразовательного процесса на земной поверхности. Ему принадлежат термины «абсолютный» и «относительный» возраст почв в их современном понимании (1919). Дальнейшее развитие эти идеи получили в работах Д. Г. Виленского (1954), В. А. Ковды (1956) и других исследователей.

Огромную роль в развитии представлений об эволюции почвенного покрова сыграла работа С. С. Неуструева «Почва и циклы эрозии» (1922), в которой автор рассмотрел вопрос об эволюции почв в свете учения Дэвиса о циклах эрозии. Эволюция рельефа влечет за собой эволюцию почвенного покрова. На ранних стадиях почвенный покров развивается в условиях затрудненного дренажа, и тогда имеют большое распространение переходные разности с большей или меньшей степенью гидроморфности. С усилением эрозионного расчленения местности и понижением уровня грунтовых вод почвы становятся автоморфными, почвенный покров приобретает черты зрелости.

Эта схема нашла блестящее подтверждение в работе И. М. Крашенинникова (1922), в которой рассматривается вопрос об эволюции расти-

тельности в процессе развития послеледниковых речных долин Евразии. Смена растительных формаций происходит в связи с развитием почвенного покрова, гидрологического режима местности и т. д.

По И. М. Крашенинникову, в процессе эволюции исходная стадия заболоченных лугов «неуклонно сменяется фазой засоленности, образования солончаков и солонцов, в дальнейшем столь же последовательно уступающих свое место грядущему степному ландшафту» (1922, стр. 48). При повышении базиса эрозии или планации развитие почв протекает в обратной последовательности. Поэтому долинный ландшафт в любой момент может совмещать элементы современности и былых, уже миновавших физико-географических условий. В работе И. М. Крашенинникова впервые появляется термин «остепнение», обозначающий степную стадию развития ландшафта, обусловленную значительным понижением уровня грунтовых вод; при этом засоленность почв сменяется остепнением.

Идеи Неуструева и Крашенинникова были подхвачены многими исследователями, и впоследствии появилась серия работ, посвященных эволюции почв долин и дельт в автоморфные почвы (Ковда, 1933, 1937, 1946; Розанов, 1931, 1951; Синягин, 1939, и др.).

Большую роль в развитии исторического взгляда на почву сыграл Б. Б. Полынов. Он подвел итоги достижениям русского почвоведения в области палеопедологии и фактически сформулировал положение о предмете исследования и задачах палеопедологии. Он показал, что первым объектом изучения палеопочвоведов являются реликтовые признаки современных почв, а не только ископаемые почвы и коры выветривания. Пожалуй, Полынов более ясно, чем кто-либо из его предшественников, видел значение реликтовых признаков в современных почвах. Им был предложен совершенно новый исторический подход к анализу морфологии почвенного профиля (1930). Он считал, что на процесс почвообразования оказывают воздействие различные, одновременно или разновременно действующие фазы: 1) образование гумуса; 2) дифференциация горизонтов нисходящими токами растворов; 3) дифференциация горизонтов восходящими токами растворов; 4) вторичная дифференциация горизонтов нисходящими токами растворов. Каждая из фаз непременно оставляет следы в строении почвенного профиля. Поэтому далеко не все признаки почвы обусловлены современными условиями почвообразования, современными фазами. При анализе почвенного профиля Полынов предлагал особо выделять остатки горизонтов, образовавшихся в предшествующие фазы почвообразования.

Особое место в учении об эволюции почв занимает идея саморазвития почвы, т. е. ее постепенного изменения под влиянием внутренних почвенных процессов без изменения условий почвообразования. Впервые вполне определенно о саморазвитии почвы высказался П. С. Коссович, а затем — ряд других авторов; специальная работа, посвященная концепции саморазвития почвы, написана А. А. Роде (1947). Саморазвитие почвы представляет совокупность тех изменений, которые почва претерпевает в данной физико-географической обстановке.

Под влиянием ритмических изменений факторов почвообразования (суточных, годичных, вековых) почва проходит соответствующие циклы развития. Так как по завершении каждого из этих циклов почва возвращается не в исходную точку, а в несколько иное состояние, она постепенно изменяется, несмотря на неизменность до определенного времени условий почвообразования. Таким образом, саморазвитие почвы обусловлено

тем обстоятельством, что развитие почвы в суточном, годичном, вековом циклах осуществляется не по замкнутому кругу, а с накоплением определенных, хотя бы самых малых изменений, которые, складываясь, приводят к поступательному развитию почвы. Автор приводит такие примеры эволюции, как постепенное оподзоливание почвы на карбонатной породе, заболачивание подзолистой почвы вследствие развития иллювиального горизонта и др.

Принципиальное значение имеют попытки периодизации жизни почвы. Первая попытка такого рода принадлежит С. А. Захарову (1927). Автор выделяет три периода в жизни почвы: 1) развитие почвы из материнской породы до приобретения типичного строения («онтогения» почвы); 2) эволюция почвы, т. е. ее изменение без изменения факторов почвообразования; 3) метаморфизм почвы — в связи с изменением характера почвообразователей.

Дальнейший шаг в направлении периодизации сделал А. Н. Розанов (1951). Он выделил три цикла в жизни почвы — малый, большой и геологический. Эволюция почвы в малом цикле представляет ее саморазвитие, т. е. постепенное изменение, совершающееся при относительно неизменных биоклиматических условиях. Примером может служить прогрессирующее засоление или рассоление почв. Развитие почв в малом цикле длится непрерывно до тех пор, пока не произойдут значительные изменения в условиях почвообразования. С изменением ландшафта почва переходит в другой, более общий — большой цикл почвообразования. Причиной становления и развития новых процессов могут быть геоморфологические, эпейрогенические, климатические изменения. Эволюцию почв с вступлением в большой цикл, с точки зрения А. Н. Розанова, особенно отчетливо удается проследить на развитии долинных почв в связи с превращением пойм в надпойменные террасы и дальнейшим полным отрывом их от грунтовых вод. Колебания климата также накладывают сильнейший отпечаток на свойства почв. Чередование плювиальных и ксеротермических эпох в Средней Азии вызывало неоднократные смены сероземов коричневыми почвами. Фактором, ограничивающим продолжительность большого цикла почвообразования, является возникновение новой геологической эпохи, в связи с которой возникает и новая эпоха в почвообразовании. Почва вступает в еще более общий геологический цикл почвообразования.

Остатки аллитной коры выветривания в пустынях Средней Азии позволили А. Н. Розанову предположить, что на ее территории в третичное время были распространены тропические и субтропические леса с латеритами, красноземами и коричневыми почвами. С наступлением нового геологического цикла тропическое почвообразование сменилось пустынным.

Следует подчеркнуть, что русские и советские ученые создали существенные предпосылки для разработки целостного учения о развитии почвы, учения о времени как факторе почвообразования. Зарубежные исследователи до последнего времени проявляли значительно меньше интереса к вопросам эволюции почв. Многие из них, например Марбут (Marbut, 1928), Г. Иенни (1948), восприняли идеи Клементса и других экологов о прекращении развития ценоза с наступлением его зрелости и перенесли в почвоведение идею о наступлении равновесия почвы со средой, о достижении климакса, т. е. об окончании развития почвы по достижении ею зрелости. Однако один из аспектов учения об эволюции почвы, а именно раздел о развитии почвы из материнской породы до на-

ступления зрелости получил наиболее полное выражение в работах западноевропейских и американских исследователей, в частности в работе Г. Иенни «Факторы почвообразования» (1948).

Почвы, не достигшие типичного строения, полной дифференциации и полного развития профиля, называют незрелыми в противоположность вполне развитым, зрелым почвам. Граница между ними весьма условна. Очень многие почвенные образования никогда не достигают зрелости. Неразвитость почв в этом случае может быть вызвана орографическими причинами: большая крутизна склонов вызывает сильную эрозию, она обусловливает также недостаток влаги и в связи с этим слабое химическое и биологическое выветривание. Развитию почв препятствует и плотность горных пород, их мелкозернистость, высокое содержание кварца. Даже на известняках и доломитах, если они отличаются высокой плотностью, развитие почвы затруднено (Ганссен, 1962). Торп (Thorp, 1965) отмечает, что ему известны почвы на коренных породах, освободившихся от ледника 7—10 тыс. лет назад, которые до сих пор не вышли из стадии примитивных почв. Иенни указывает, что для образования мелкоземистого слоя толщиной 2,5 *см* на различных видах известняка требуется 240—500 лет, заметное оподзоливание песков наблюдается уже через 100 лет, а для образования плодородной вулканической почвы требуется всего 10—20 лет.

Большой интерес представляет вопрос о времени, необходимом для того, чтобы молодая почва приобрела черты нормально развитой почвы. Еще В. В. Докучаев (1883) установил, что в течение 760 лет на известковых плитах Староладожской крепости образовались почвы, представляющие полный аналог растительно-наземных почв, лежащих на различного рода известковых образованиях. Большая сводка литературы о времени, необходимом для образования зрелой почвы, приведена в работе Иенни. Так, по оценке Тамма, для развития подзола с 10-сантиметровым слоем грубого гумуса, с горизонтом A_2 мощность 10 *см* и B_1 — 25 *см* требуется 1000—1500 лет. Почвы возраста 3—7 тыс. лет не имеют более мощных горизонтов. Однако, по Аальтонену и Маттсону, интенсивное развитие подзола происходит в течение более длительного времени. Через 5 тыс. лет после возникновения подзола дифференциация его профиля все еще идет быстрыми темпами (Иенни, 1948).

Исследованиями П. В. Маданова и др. (1967) установлено, что в течение последних 3—4 тыс. лет не произошло существенных изменений в свойствах почв лесостепи. Следовательно, они приобрели все свои основные свойства в течение предшествующего срока развития.

Вопрос о времени, необходимом для перехода первичной почвы в зрелую, очень сложен, материалов для его решения пока еще недостаточно. Можно согласиться лишь с тем, что пока почва не достигла нормального развития, она изменяется значительно быстрее по сравнению с теми изменениями, которые происходят впоследствии (при условии стабильности условий почвообразования).

Как свидетельствует весь накопленный материал, большинство современных почв — полигенные образования, т. е. прошедшие сложную историю развития от прошлого к настоящему. Естественно, чем древнее почвы, тем более сложна история их развития. Поэтому знание абсолютного возраста почв является важнейшей задачей исторического почвоведения.

АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ ПОЧВ И МЕТОДЫ ЕГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ

В течение четвертичного периода, пришедшего на смену третичному 3,5 млн. лет назад (Громов и др., 1969), поверхность Земли переживала бурную историю. Ледники изменяли рельеф и гидрологию суши высоких и средних широт, извергались вулканы, вздымались и разрушались горы, морские побережья в одних районах поднимались, в других — погружались, возникали водно-аккумулятивные равнины, навевались эоловые покровы, менялись климат, фауна и флора. Появился человек, роль которого необычайно усилилась к настоящему времени.

Естественно, что в этих условиях лишь сравнительно немногие места суши могли сохранить древний почвенный покров. Этим объясняется, что современный почвенный покров на большей части планеты относительно молодой (Ковда, 1965). Почвы высоких широт, сформировавшиеся на моренных отложениях, существуют не более 10 тыс. лет, а вероятнее даже не более 5—7 тыс. лет. Древние почвы этих территорий были разрушены, смыты и погребены; возникновение новых почв стало возможным только в голоцене, после ухода ледника. Почвенный покров, развитый на отложениях перигляциальных областей, более древний. Осадкообразование в перигляциальной зоне идет в течение всего времени существования ледника; развитие почв здесь могло начаться прежде, чем закончилось осадконакопление, и процесс почвообразования мог идти синхронно с формированием наносов.

Большинство исследователей антропогена полагают, что периоды осадконакопления резко отделялись от времени начала почвообразования. Первые были приурочены к ледниковьям, вторые совпадали с более теплым временем межледниковий и интерстадиалами. Однако в явном противоречии с этой точкой зрения находятся результаты палеоботанических исследований, которыми установлено, что и в ледниковые эпохи перигляциальные области были покрыты растительностью. В. П. Гричук (1952) пишет о своеобразной зональности растительного покрова в ледниковьях. У края ледника развивалась приледниковая растительность комплексного характера: тундровые, лесные и степные ценозы с участием галофитных сообществ; далее, на расстоянии нескольких сот километров от края ледника, начиналась лесостепь, покрывающая Русскую равнину вплоть до Черного моря.

Под пологом растительности, несомненно, шел процесс почвообразования, может быть оставивший более слабый след в материнской породе по сравнению с почвообразованием межледниковий, но тем не менее явно существовавший параллельно с осадконакоплением. Интересны в этом отношении исследования лёссов и почв США. По данным американского исследователя Руэ (Ruhe, 1969), самая нижняя часть лёссовой толщи на равнинах Миссури (южная часть штата Айова) имеет возраст 24 750± ±700 лет, тремя футами выше возраст лёсса 19 250±700 лет, а поверхность лёсса датирована 14 тыс. лет. Следовательно, в течение первых 5,5 тыс. лет накопление лёсса шло со скоростью 2 *мм/год*, в течение последующего времени более быстро — 26 *мм/год*, и за 5250 лет отложилось 44 фута ($\approx$13,5 *м*) лёсса. При такой скорости накопления почвообразующего материала почвообразование вполне может идти непрерывно. Можно думать, что возраст этих горизонтов, определенный углеродным методом, приуменьшен и действительная скорость осадконакопления была меньшей.

Значительно более зрелыми являются почвы средних широт, где новейшие оледенения и поднятия, а следовательно, и полное обновление почвенного покрова захватили преимущественно горные и предгорные территории, в то время как межгорные впадины и равнины длительное время продолжали оставаться областями аккумуляции и отражают длительную геохимическую историю аккумуляции (Глазовская, 1967). Наиболее древнее образование представляет почвенный покров платформ, лежащих в области низких широт и не подвергшихся оледенению или заметным тектоническим нарушениям. Почвы подобных территорий насчитывают сотни тысяч и миллионы лет. Примеры этого можно встретить в Австралии, Африке, Южной Америке.

Так, В. М. Якушев (1970) показал, что в юго-западной части Республики Мали около 1% территории представлено верхнемеловыми — эоценовыми поверхностями, возраст которых превышает 70 млн. лет. Для латеритного покрова этих территорий характерны панцири железняков и бокситов. На олигоценовых плато (возраст около 30 млн. лет) в этой части тропической Африки развиты обломочно-пизолитовые панцири. На миоценовых поверхностях (возраст около 20 млн. лет) латеритный покров не имеет панцирей. Чем старше латеритные покровы, тем более обогащены они железом и алюминием, тем более обеднены SiO_2 (табл. 30).

Таблица 30

Валовой состав латеритных покровов в зависимости от их возраста, % от веса почвы (Якушев, 1970)

Возраст покрова	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO
Верхнемеловой — эоцен	11,7	1,1	26,2	45,1	0,19	0,10
Олигоцен	26,2	0,7	20,6	39,2	0,31	0,12
Миоцен — четвертичный	46,1	0,6	16,8	25,7	0,74	0,20

Однако надо иметь в виду, что во многих случаях эрозионные плато, покрытые латеритным панцирем, в очень давнее время представляли собой аккумулятивные низменности, на которых происходило формирование панцирей. Последующие тектонические поднятия превратили низменности в эрозионные плато. Это происходило в Африке, Австралии и Юго-Восточной Азии (Ковда, 1958).

Датировка абсолютного возраста почв по соотношению изотопов углерода применяется не более двух десятилетий. Для этого используется радиоуглеродный метод, основанный на определении соотношения в образце почвы изотопов углерода $C^{14} : C^{12}$. В геологии определение абсолютного возраста пород и минералов производится по соотношению изотопов других элементов: $U^{238} : Rb^{206}$, $K^{40} : Ar^{40}$. Для датировки почв пока наиболее приемлем радиоуглеродный метод. Хотя теоретически датировку калий-аргоновым методом можно осуществлять для пород, возраст которые насчитывает несколько тысяч лет, в целях получения надежных цифр он используется для определения пород, возраст которых превышает 100 тыс. лет; для более молодых образований этот метод дает слишком большую ошибку. Даже возраст порядка полумиллиона лет уже редко обеспечивает точность с погрешностью менее 10—20% (Лукашев, 1968).

Определение возраста почв и органогенных осадков с помощью радиоуглеродного метода основано на следующем. C^{14} в природных условиях образуется в исключительно малых количествах при ядерном превращении азота воздуха под действием нейтронов космических лучей. Между этим непрерывно образующимся изотопом углерода и стабильным изотопом C^{12}, с которым он смешивается, устанавливается устойчивое равновесие. Относительное количество C^{14} во всяком живущем животном и растительном организме одинаково с атмосферным соотношением $C^{14}:C^{12}$. В мертвом органическом веществе, например в древесине или гумифицированных остатках, обмен углерода с окружающей средой прекращается. Изотоп C^{14} медленно распадается, с периодом полураспада около 5500 лет. Чем дольше сохраняются мертвые растительные остатки, тем меньше в них содержится C^{14}. Таким образом, определив радиоуглеродную активность гумуса, можно определить с довольно высокой точностью его возраст.

Вследствие того что активность C^{14} исключительно мала, предельный возраст, определяемый углеродным методом, невелик — 40—50 тыс. лет. Концентрирование изотопов могло бы позволить распространить углеродный метод на объекты, имеющие возраст 100 тыс. лет, но такие образцы слишком чувствительны к загрязнению радиоактивными элементами, что также является источником ошибок.

Методы определения возраста почв пока еще разработаны недостаточно. Датировку почвы можно производить по соотношению $C^{14}:C^{12}$ в гумусе, карбонатах, угле и других объектах, содержащих углерод. Наиболее часто возраст почвы определяют по соотношению изотопов углерода в почвенном гумусе. Однако датировка по углероду гумуса имеет свои специфические слабые стороны. Аккумуляция гумуса в почве протекает циклически; продолжительность цикла в поверхностном горизонте почв в среднем составляет около 400 лет и не превышает 1000 лет. По прошествии этого времени практически весь углерод, вовлеченный в цикл гумусообразования, в результате процесса минерализации теряется почвой. Только в глубоких почвенных горизонтах цикл гумусообразования существенно замедляется. С меньшей скоростью здесь идет и процесс гумификации, и минерализация перегноя.

Тем не менее даже в погребенных почвах, на глубине многих метров, минерализация гумуса происходит неуклонно. Интересное исследование по изменению содержания и состава гумуса провели И. В. Тюрин и Е. И. Тюрина (1940) в погребенных почвах лёссовой толщи юга Курской области. Был изучен групповой и фракционный состав гумуса в ископаемой подзолистой (на глубине 5 *м*) почве и ископаемом черноземе (на глубине 13 *м*), а также в образцах погребенного гумусированного делювия. Установлено, что после погребения почв в лёссовых отложениях происходит разложение гумуса, его состав изменяется таким образом, что становится близким к составу гумуса современных черноземов. Составные части гумуса чернозема разлагаются как бы с одинаковой скоростью, минерализация одних групп компенсируется их новообразованием за счет неполного разложения других. В подзолистой почве более сильно разлагаются гидролизуемые вещества, возрастает относительное содержание гуминовых кислот и гуминов, что и сближает этот гумус с гумусом черноземов. Гуминовые кислоты, гумины и фульвокислоты ископаемых почв обнаруживают те же групповые свойства, которые присущи соответствующим группам современных почв. Некоторые изменения все же происходят: увеличивается содержание азота

Таблица 31

Содержание гумуса в слое 0—20 *см* в современных и погребенных почвах
(данные П. В. Маданова, 1967, с пересчетами автора)

Возраст погребения, лет	Почва	Гумус погребенной почвы, %	Гумус современной почвы, %	Потеряно гумуса от первоначального содержания, %
600—1000	Чернозем выщелоченный суглинистый	7,1	7,5	5
	То же	5,6	7,5	24
	» »	6,2	6,8	9
3000—3500	Дерново-подзолистая суглинистая	2,5	6,2	60
	Серая лесная суглинистая	1,4	1,4	0
	То же	2,4	3,6	33
	Чернозем слабовыщелоченный	6,0	8,0	25
	Чернозем выщелоченный суглинистый	8,1	10,2	20
	То же	7,4	10,6	30
	Чернозем выщелоченный супесчаный	2,3	3,7	38
	Чернозем мощный суглинистый	4,0	7,3	45
	Чернозем южный	2,4	3,1	23
	Каштановая	1,4	2,2	36

в гумине, возрастает окисленность гумусовых веществ за счет уменьшения количества водорода и повышается содержание углерода.

Большой экспериментальный материал, демонстрирующий уменьшение содержания гумуса в погребенных почвах лесостепи Русской равнины (табл. 31), собран под руководством П. В. Маданова (1967). Таким образом, почва теряет в среднем до 30% гумуса, даже будучи погребенной под многометровым слоем. Поверхностные горизонты почв непрерывно утрачивают углерод, вовлеченный в состав гумуса в течение сравнительно короткого срока, не превышающего, по-видимому, 1000—1500 лет.

Одновременно с потерей гумуса в почве постоянно идет процесс неосинтеза новых, молодых гумусовых веществ из растительных остатков. Этим процессом новообразования гумуса наиболее охвачены верхние горизонты почвы, в которых сосредоточивается главная масса корней и куда поступает надземный растительный опад. Разбавление старого гумуса молодыми органическими веществами наблюдается и в нижней части почвенного профиля как за счет отмирания корней, так и путем перемешивания горизонтов почвенными животными и иллювиирования водорастворимых форм органических веществ. Возраст гумуса представляет, таким образом, некоторую среднюю величину между возрастом старых и новых его фракций и, естественно, не отражает истинного возраста почвы в целом.

Занижение возраста почвы тем более значительно, чем ближе к поверхности почвенный горизонт. Особенно необходимо иметь в виду, что возраст различных фракций гумуса различен. Наиболее устойчивой, старой фракцией является гумин почвы (Campbell a. o., 1966). Возможно,

что для получения результатов, наиболее близких к действительному возрасту почвы, целесообразно производить датировку возраста гумина. В настоящее время принято датировать гумус по углероду фракции гуминовых кислот (Виноградов и др., 1969) либо по гумусу в целом (Scharpenseel a. o., 1968). В качестве примера в табл. 32 приводятся данные о возрасте различных фракций гумуса.

Можно принять, таким образом, что более близок к реальному возрасту почвы возраст гумуса ее нижних горизонтов, но даже и он не отражает истинного возраста почвы, так как нижняя часть профиля также постоянно обогащается свежим, новообразованным гумусовым веществом. Между тем до последнего времени исследователи судили о возрасте почвы по возрасту гумуса верхних горизонтов, вследствие чего возникло ошибочное представление о крайней молодости большинства почв (Герасимов, 1968; Кононова, 1968). Одним из многочисленных примеров такого рода исследований является работа Пауля с соавторами (Paul a. o., 1964), которые установили, что возраст серой лесной почвы на ледниковых отложениях составляет 360 лет, а возраст черноземовидных почв около 1000 лет, хотя определение возраста обеих почв было проведено по углероду гумуса верхнего 10-сантиметрового слоя почвы.

Датировка почвы по профилю в целом показала, что возраст гумуса почвы увеличивается от верхних горизонтов к нижним. Наблюдается как бы омоложение почвы вверх по вертикали, т. е. имеется определенный возрастной вертикальный градиент (Münnich, 1957). Наличие возрастного градиента исследователи справедливо связывали с поступлением в поверхностные горизонты свежего растительного материала. Необходимо иметь в виду также определенную консервацию гумуса в нижней части почвенного профиля, о чем уже говорилось выше.

Большой и интересный материал о возрасте гумуса в различных почвенных горизонтах получен под руководством Шарпенселя (Scharpenseel,

Таблица 32

Возраст различных фракций почвенного гумуса, лет
(Campbell a. o., 1966)

Фракции гумуса	Чернозем	Подзолистая почва
Выделенные без декальцирования		
Гумин I	1135±50	335±50
Гуминовая кислота I	785±50	85±45
Фульвокислоты I	555±45	50
Почва необработанная	850±50	260±60
Выделенные после декальцирования		
Гумин II	1140±50	485±70
Гуминовые кислоты II	1235±60	195±50
Фульвокислоты II	495±60	
Кислотная вытяжка	325±60	
Кислотная вытяжка + фульвокислоты II	470±60	

Таблица 33

Возраст гумуса черноокрашенных почв ФРГ, лет

(Scharpenseel a. o., 1968)

Почва	Глубина, *см*									
	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70	70—80	80—90	90—100	110—140
Чернозем на вюрмском лёссе	1210±70	2070±80	2560±90	2310±90	2830±80	3020±80	4800±100	—	—	—
	1340±80	1920±80	1760±70	1780±80	2470±90	2680±70	3310±70	—	5300±80	—
Псевдоглеевый чернозем	2270±110	—	2450±80	3120±80	3470±80	4060±80	4320±80	4050±80	—	—
	1740±70	2040±70	—	3010±70	3790±80	4720±80	5290±80	5550±80	5470±80	—
Слабо псевдоглеевый чернозем	—	1040±60	1690±70	1920±70	2260±70	2770±70	3010±70	4000±80	—	—
Псевдоглеевый чернозем	—	350±60	1590±70	1700±60	2560±70	2870±70	3130±70	3090±50	—	—
Погребенная пойменная черноземовидная почва	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4170±80

1968, 1969). Были исследованы черноземы, а также песчаные подзолы, рендзины и некоторые другие почвы ФРГ (табл. 33).

По данным Шарпенселя, возраст гумуса почв черноземного и лугового типов увеличивается вниз по профилю от 350—2000 лет в верхнем горизонте до 5—5,5 тыс. лет на глубине 90—100 *см*.

Другая картина получена при радиоуглеродной датировке гумуса подзолистой почвы. Возраст гумуса песчаных подзолов оказался одинаковым в горизонтах A_1 и B_1, так как в горизонт B_1 песчаной почвы постоянно вмываются свежие гумусовые вещества. Во всем профиле песчаных подзолов гумус интенсивно омолаживается, поэтому и на глубине 70—80 *см* его возраст не превышает 2,5 тыс. лет (табл. 34).

Таблица 34

Возраст песчаных подзолов, лет
(Scharpenseel a. o., 1968)

Горизонт	№ разреза				
	1	2	3	4	5
A_1	2960±70	1940±50	—	—	—
B_1	2570±70	2220±90	930±80	1220±60	1940±60
B_2	—	2420±80	—	—	—

Очень четкое «вертикальное» омоложение гумуса к поверхности наблюдается в торфах, в частности в низинных торфяниках. Возраст органического вещества по слоям одного из торфяников был следующий (Scharpenseel a. o., 1968): 20—40 *см* — 2130±50 лет, 40 — 60 *см* — 6740±80 лет, 60—80 *см* — 7240±80 лет, 80—100 *см* — 7790±110 лет.

При определении возраста гумуса культурной антропогенной почвы ФРГ (плаггенбоден) оказалось, что он почти не меняется по профилю и колеблется около 1 тыс. лет (табл. 35). Эти колебания не имеют закономерного характера вследствие искусственного происхождения почв. По мнению некоторых авторов (Scharpenseel a. o., 1968, 1969), при-

Таблица 35

Возраст антропогенных почв, лет
(Scharpenseel u. a., 1969)

Почва	Глубина, *см*						
	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70	70—80
Серый плаггенбоден	580±50	990±60	710±50	790±60	730±80	1220±80	—
Бурый плаггенбоден	—	660±60	1170±60	1260±60	1020±60	900±60	810±60
Серый плаггенбоден	—	860±60	910±60	1190±70	940±60	860±60	860±60
Почва маршей	110±60	240±60	1310±50	1420±70	2950±70	—	—

Таблица 36

Величина ошибки при определении абсолютного возраста за счет омоложения почвенного гумуса

(Scharpenseel a. o., 1968)

Глубина, *см*	Абсолютный возраст, годы	Экстремальная ошибка, годы	Средняя ошибка, годы	Глубина, *см*	Абсолютный возраст, годы	Экстремальная ошибка, годы	Средняя ошибка, годы
0—15	1000	—	—	45—60	4000	1200	600
15—30	2000	400	200	60—75	5000	1400	700
30—45	3000	850	400	75—90	6000	1500	800

веденные здесь результаты по определению возраста являются заниженными. Чем больше абсолютный возраст почвы, тем более высоки абсолютные значения ошибки. В каждую из таблиц следовало бы ввести поправку на омоложение почв. Эта поправка может достигать 1500 лет (табл. 36).

После введения поправок возраст черноземов по гумусу повышается до 7,5 тыс. лет, т. е. начало образования сохранившегося в них гумуса следует отнести по времени не позже, чем к бореальному и атлантическому периодам голоцена. Особенно благоприятным для гумусонакопления был теплый и влажный атлантический период (4—7,5 тыс. лет назад).

Сходные результаты датировки черноземов получены в СССР (Виноградов и др., 1969; Добровольский и др., 1969). Возраст гумуса типичного мощного чернозема Стрелецкой степи был определен для глубин: 10—20 *см* — 1400±100 лет, 30—40 *см* — 2950±80 лет, 140—150 *см*— 6700±100 лет. Следовательно, гумус чернозема Стрелецкой степи не моложе 7 тыс. лет. Не менее 7 тыс. лет насчитывает гумус дерново-подзолистых почв Томского Приобья со сравнительно молодым гумусом верхнего горизонта (1230±80 лет) и значительно более древним гумусом второго гумусового горизонта (35—45 *см* — 7000±160 лет). Еще Д. А. Драницын (1914) предположил, что второй гумусовый горизонт этих почв является остаточным, сформировавшимся в период, когда в Западной Сибири почвы черноземного типа (черноземно-луговые) распространялись далеко на север. Теперь это предположение полностью подтвердилось.

Что касается черноземов Русской равнины и Западной Европы, то можно утверждать, что 7—8 тыс. лет назад здесь на месте степной была луговая растительность и травяной покров обладал значительно более мощной и глубокой корневой системой, чем современный. Глубокие горизонты почвы были охвачены более интенсивным гумусонакоплением. От этого времени и сохранился «старый» гумус нижней части почвенного профиля.

Существуют попытки объяснить высокий возраст гумуса глубоких почвенных горизонтов постепенным погребением этих горизонтов лёссовой эоловой пылью (Герасимов, 1968). По И. П. Герасимову, 7 тыс. лет назад горизонт 140—150 *см* был на поверхности почвы, а затем, в течение последующего времени над ним образовалась полутораметровая толща лёсса. Эта гипотеза явно противоречит действительному положе-

нию вещей. В частности, если бы процесс эолового накопления лёссов имел место на Русской равнине в послеледниковое время, вся ее поверхность была бы покрыта слоем лёсса, чего на самом деле нет: лёссовидные отложения на Русской равнине перемежаются с древнеаллювиальными песками, лишенными какого бы то ни было слоя лёссовой пыли.

Итак, черноземы — сравнительно молодые почвы планеты, сформировавшиеся главным образом в послеледниковое время. Датировка пустынных почв США в областях, не затронутых оледенением, свидетельствует об их более древнем возрасте. Так, Руэ (Ruhe, 1965) установил, что возраст гумуса аридной почвы на равнине Пикахо составляет 9550±300 лет на глубине 37 *см*.

В последнее время для датировки почвы некоторые исследователи определяют $C^{14}:C^{12}$ карбонатного материала. Такого рода результаты интерпретировать еще труднее, чем данные по возрасту гумуса. Известно, что накопление $CaCO_3$ в почвах может проявляться как одна из стадий биологического круговорота углерода и кальция. Образующийся в процессе разложения органических веществ углекислый кальций и карбонаты породы мигрируют в профиле и накапливаются в почве. Возраст $CaCO_3$, образовавшегося таким путем, представляет среднюю величину от возраста соединений углекислого кальция, накопившегося за все время существования почвы. Определенная часть углекислого кальция характеризует возраст материнской породы, из которой произошла почва. Наконец, часть извести была заново привнесена в почву с грунтовыми водами, делювиальным стоком, эоловым наносом и т. п. Ясно, что судить о возрасте почвы по возрасту столь генетически гетерогенного материала чрезвычайно затруднительно. Выводы о возрасте почвы на основании датировки возраста $CaCO_3$ можно делать только в том случае, если предположить, что весь углерод карбонатов прошел через растительные организмы, когда-либо населявшие или населяющие данную почву. При этом, как и в случае с углеродом гумуса, возраст почвы получается заниженным вследствие разбавления старого карбонатного материала вновь образованным. Приведем некоторые примеры определения возраста почвы по радиоуглеродному датированию карбонатных аккумуляций.

Ниже приводится возраст карбонатного материала пустынной известковой коры штата Нью-Мексико, развитой на галечниковых гравийных отложениях (данные Г. Смита, личное сообщение):

Глубина, *см*	Образец	Возраст, лет
28	Мелкозем	1000
	Весь материал	6000
	Пленки на гальке	10 000
35	Мягкий верхний слой	5000
	Твердый нижний слой	14 000
43	Весь материал	15 000
	Плеики на гальке	28 000

Различные формы этого материала имеют разный возраст, но в общем по направлению сверху вниз почва стареет.

Ту же закономерность установил Боул (Boul, 1965). Он определял возраст углерода карбонатных скоплений в красной пустынной почве

штата Аризона, получив следующие результаты: на глубине 95—110 *см* — 2300 лет, 150—165 *см* — 9800 лет, 210—225 *см* — 32 000 лет.

Очень сложную картину выявил Руэ (Ruhe, 1965), исследовавший профиль малогумусной аридной почвы в штате Нью-Мексико. Возраст горизонтов по углероду карбонатов оказался: на глубине 15 *см* — 5725±200 лет, 25 *см* — 4575±70 лет, 37 *см* — 18 300±600 лет, 550 *см* — 15 300±400 лет.

Руэ считает, что эта почва обладает реликтовыми свойствами, не соответствующими современным условиям. Наиболее ярким реликтовым признаком является наличие на глубине 25—50 *см* оглиненного горизонта, обогащенного илом, органическим веществом и карбонатами. Этот горизонт образовался в период, когда климат был более влажным. Более поздним является вторичное окарбоначивание почвы и образование карбонатного горизонта, совмещенного с горизонтом глинообразования.

Руэ считает, что формирование этого горизонта закончилось 14—18 тыс. лет назад. 4—6 тыс. лет назад произошло рассасывание древнего иллювиально-карбонатного горизонта под воздействием растительности с частичным поднятием к поверхности и «омертвлением» новообразованного радиоуглерода под поверхностью почвы.

Для датировки почв по углероду может служить также определение возраста угля или остатков древней культуры человека, погребенных в почве. Как правило, такие методы применимы лишь к аллювиальным или ископаемым почвам.

Наряду с радиоуглеродным разрабатываются и другие методы датировки почвы. Наиболее интересны те из них, которые основаны на представлении о скорости изменения определенных свойств почвы. Подобные методы ориентировочны, они предусматривают ряд допущений, прежде всего допущение однородности материнской породы и неизменности скорости процесса в течение всего времени образования почвы.

И. И. Синягин (1943) предложил использовать для определения абсолютного возраста почвы накопление фосфора в верхнем почвенном горизонте, происходящее вследствие биогенной перекачки этого элемента растительностью из нижней части почвенного профиля в верхнюю. Известно, что фосфаты в профиле почвы практически не перемещаются и, будучи перенесены в верхний горизонт, закрепляются в нем. Автор предположил, что поглощение фосфора из разных горизонтов почвы происходит пропорционально количеству активных корней и содержанию усвояемых форм соединений фосфора. Для определения возраста целинного серозема автор установил, что годичный перенос P_2O_5 из слоя 20—120 *см* в слой 0—20 *см* составляет 0,044 *г/м*^{2}. При этом условии и при содержании P_2O_5 в верхнем горизонте 0,23%, а в материнской породе 0,16% накопление фосфора должно было произойти за время 4 тыс. лет. Эта величина и была принята как возраст серозема. В. А. Ковда (1946, 1968) предложил способ расчета абсолютного возраста гидроморфных почв с испарительным водным режимом по гидрогенной аккумуляции солей в профиле. Если известно, сколько вещества вносится в почвенную толщу испаряющимися грунтовыми водами за год, известен запас этих веществ в почвенной толще и их первоначальный запас в материнской породе, можно определить время, в течение которого шла гидрогенная аккумуляция.

Таким образом по содержанию гипса был определен возраст солончаковой стадии солончаков Голодной степи. Запас гипса в одном из со-

лончаков, развитом на II террасе Сырдарьи, составил 90 *т/га*, во втором — 6000 *т/га*. Концентрация гипса в грунтовых водах первой почвы равна 0,29 *г/л*, в грунтовых водах второй почвы — 1,7 *г/л*. При годовом испарении грунтовых вод 7000 $м^3/га$ солончаковый возраст первой почвы оказался равным $\frac{90 \times 1\,000\,000}{0{,}29 \times 7000} = 50$ годам, во второй почве в соответствии с аналогичным расчетом — 500 годам.

Таким же образом по накоплению $CaCO_3$ был определен возраст черноземно-луговых почв Тамбовской низменности (Ковда, Самойлова, 1968). Испарение из капиллярной каймы составляет здесь в настоящее время около 100 *мм/год* при уровне грунтовых вод от 0,9 до 2 *м*. Ежегодное поступление $CaCO_3$ в почвы в результате этого достигает 160 *кг/га* в год (при концентрации $Ca(HCO_3)_2 = 0{,}16$ *г/л*). Общий запас $CaCO_3$ в двухметровой толще черноземно-луговых почв составляет 2750 *т/га*. Первоначальный запас карбонатов в этой же толще был принят равным 1400 *т/га* в соответствии с современным содержанием $CaCO_3$ в материнской породе (5%). Следовательно, почвенное накопление $CaCO_3$ в толще достигает 1350 *т/га*. В этом случае возраст черноземно-луговой почвы равен $1350 : 0{,}16 = 8{,}5$ тыс. лет. Запас карбонатов в типичном мощном черноземе Тамбовской области, за вычетом первоначально содержащегося в породе, равен 1100 *т/га*. Это количество могло накопиться в течение 7 тыс. лет. Отсюда можно принять, что возраст типичного чернозема составляет не менее 7 тыс. лет; это очень близко к тому, что было установлено для типичного чернозема Среднерусской возвышенности с помощью радиоуглеродного метода (Виноградов и др., 1969).

Б. Г. Розанов (1961) рассчитал возраст красноземов Бирмы, развитых на карбонатных породах Шанского нагорья, по относительному — остаточному накоплению R_2O_3, которым сопровождается элювиальное почвообразование на известняках. Было установлено, что метровая призма краснозема содержит R_2O_3 420 *кг*, в то время как метровая призма известняка — всего 15 *кг*. Вынос R_2O_3 при выветривании известняков достигает 70% от первоначального содержания в породе. Если исключить эти потери, содержание R_2O_3 в метровой призме краснозема составляло бы 1400 $кг/м^2$. Отсюда 10-метровая толща красноземов (это средняя мощность красноземов Шанского нагорья) могла образоваться из $(1400 \cdot 10) : 15 = 930$-метрового слоя плотного известняка. Сходные результаты были получены, когда за основу расчета взяли не содержание R_2O_3, а содержание нерастворимого остатка, которое в известняках составляет 0,7%, а в красноземе около 50%. Годовое понижение поверхности Шанского нагорья исчисляется 0,5 *мм* суммарно за счет твердого и химического стока. Если процесс денудации на протяжении всего времени шел с одинаковой скоростью, на формирование толщи краснозема потребовалось бы $930\,000/0{,}5 \approx 2$ млн. лет.

П. В. Маданов с сотрудниками (1967) сделал попытку рассчитать абсолютный возраст черноземов и лесостепных почв Русской равнины, используя различия в уровне залегания карбонатов между современными почвами и почвами, погребенными под курганами и другими древними сооружениями. Оказалось, что линия вскипания в современных выщелоченных и оподзоленных черноземах лежит в среднем на 8 *см* ниже, чем в таких же почвах, засыпанных при строительстве оборонительных сооружений 800—1000 лет назад, и на 29 *см* ниже по сравнению с такими же почвами, погребенными 3300 лет назад. На основании этого был

сделан вывод, что скорость нисходящей миграции карбонатов составляет 0,9 *см* в столетие.

В настоящее время средняя глубина вскипания выщелоченных и оподзоленных черноземов в районе исследования составляет 92—99 *см*. Если предположить, что первоначально эти почвы вскипали с поверхности и понижение линии вскипания шло равномерно в течение всего времени существования почвы, возраст почв оказывается равным 10—11 тыс. лет. Следует, однако, заметить, что даже в стабильных климатических условиях выщелачивание карбонатов не может идти с одинаковой скоростью, со временем она падает. Кроме того, в первые тысячелетия существования черноземных почв в них мог происходить не только вынос, но и гидрогенная аккумуляция $CaCO_3$.

Из приведенных примеров ясно, что методы датировки почв, основанные на изучении изменений в химизме почвы, имеют много недостатков, из которых главный — допущение неизменности условий, в которых протекает тот или иной процесс. В течение даже последних 10 тыс. лет менялись климаты Земли, геоморфология суши, уровень почвенно-грунтовых вод и общая обводненность территорий, а в связи с этим — и величина гидрохимического выноса или притока, скорость выветривания, размер денудации. Тем не менее как ориентировочные, показывающие порядок возможного возраста почвы, эти методы вполне приемлемы; они дают величины возраста, близкие к тем, которые получены с помощью радиоуглеродного метода.

В некоторых случаях оказывается возможным судить об абсолютной молодости или древности почв по их положению в рельефе. Прежде всего это относится к почвам речных долин. Известно, что на ранней стадии развития каждая терраса представляла пойму, поверхность которой испытывала периодическое затопление. С течением времени в связи с эпейрогеническими поднятиями, понижением базиса эрозии или увеличением влажности климата река врезается в дно долины и пойма превращается в надпойменную террасу. Если река переживает несколько циклов эрозии, она приобретает серию надпойменных террас, причем самыми древними являются наиболее высокие террасы, а самой молодой — пойменная терраса. В соответствии с этим среди почв речных долин самые молодые покрывают поверхность поймы, а наиболее старыми являются почвы самой высокой террасы. Возраст почв, развитых на водоразделах, оказывается еще более древним.

В полном соответствии с указанной схемой находятся результаты определения возраста почв на террасах р. Рио-Гранде (Ruhe, 1969). Возраст почвы на самой нижней террасе, определенный по углю, найденному на глубине 46 дюймов (120 *см*), оказался равным 2620±200 лет; на второй террасе на глубине 38 дюймов (100 *см*) — 2830±120 годам, а на глубине 92—95 дюймов (240 *см*) — 4910±255 годам. Почва следующей террасы была датирована по почвенному органическому веществу, взятому с глубины 11—12 дюймов (30 *см*). Его возраст равен 9550±300 годам.

ПОГРЕБЕННЫЕ ПОЧВЫ

Для понимания исторического развития почвенного покрова большую роль играет изучение погребенных почв, реликтовых почвенных горизонтов, наконец реликтовых признаков, часто рассеянных по всему почвенному профилю. Изучение ископаемых почв (палеопочв) дает очень ценный материал для суждения о географической обстановке

Таблица 37

Схема подразделений антропогена
(Громов и др., 1969)

Период	Подразделение антропогена	Ледниковья и межледниковья		Абсолютный возраст, тыс. лет
Антропоген (четвертичный период)	Голоцен			10
	Плейстоцен	Валдайское ледниковье (вюрмское, висконсинское)	Осташковское оледенение	25
			Молого-шекснинский межстадиал	50
			Калининское оледенение	100
		Микулинское межледниковье		
		Днепровское ледниковье (рисс)	Московское оледенение	
			Одинцовский межстадиал	
			Днепровское оледенение	200
		Лихвинское межледниковье		300
		Окское (лихвинское) ледниковье (миндель)		400
				500
				600
	Эоплейстоцен			3400

минувших эпох. Погребенные почвы — ключ к восстановлению условий прошлого.

Ископаемые почвы существуют почти везде, где происходили резкие изменения в скорости осадконакопления, связанные с тектонической деятельностью, оледенениями, миграцией пойм и дельт и т. п. Возраст погребенных почв может быть самым различным. С точки зрения Л. С. Берга (1958), каолинитовые породы Украины, относимые к додевонскому времени (более 400 млн. лет), являются не чем иным, как остатками древнейших тропических почв и кор выветривания. Прослойки графита в каолине Берг рассматривает как остатки растительности— сухопутных водорослей типа ностока. Такими же древними погребенными почвами и корами выветривания он считает каолины Русской платформы, каолинитовые и бокситовые месторождения Урала, сформировавшиеся в условиях тропического климата в палеозое и мезозое. В. П. Петров (1967) убедительно доказал, что каолиновые, бокситовые, гидрослюдистые и тому подобные месторождения, распространенные на всем земном шаре, представляют древние мощные почвы, возраст которых иногда восходит к докембрию.

Возраст наиболее молодых погребенных почв в долинах рек или на делювии горных склонов может исчисляться и несколькими годами.

Наибольший интерес представляют погребенные почвы четвертичного времени. В табл. 37 мы приводим современную схему подразделений антропогена, составленную на основе работы В. И. Громова и др. (1969). Применение новых методов изучения позволило произвести межконтинентальную корреляцию геологических событий в антропогене. В результате была установлена синхронность основных геологических событий истории антропогена для северного полушария. Наиболее детально восстановлена история послеледникового времени — голоцена, возраст которого около 10 тыс. лет.

Исследования в Евразии, Северной Америке и Африке позволили создать картину изменения климата северного полушария в голоцене. Ранний голоцен характеризуется бореальным, холодным и сухим климатом, средний голоцен — атлантическим, теплым и влажным климатом, сменившимся более сухим суббореальным. Для позднего голоцена характерен субатлантический, более холодный и влажный климат. Абсолютные датировки для разных континентов, полученные разными авторами, несколько расходятся, но основные закономерности остаются одинаковыми для всего северного полушария (табл. 38).

Таблица 38

Схема подразделений голоцена

Период		Абсолютный возраст, тыс. лет			
Советская номенклатура	Западноевропейская номенклатура	Европейская часть СССР (Нейштадт, 1969)	Западная Сибирь (Кинд и др., 1969)	Северная Африка (Fairbridge, 1963)	Северная Африка (Williams, 1969)
Поздний голоцен	Субатлантический	0—4	0—4,5	0—3	—
Средний голоцен	Суббореальный	4—7,5	4,5—8,5	3—7	—
	Атлантический	—	—	7—10	5—8
Ранний голоцен	Бореальный	7,5—10	8,5—10	10—12	—

Как уже отмечалось, на территориях, подвергавшихся оледенению, хорошо развитые почвы формировались в межледниковья или интерстадиалы ледниковий. Эти почвы разделяются толщами лёссов, созданных в ледниковые эпохи. До сих пор исследователи не считали эти лёссы почвами, образовавшимися под покровом перигляциальной растительности.

На Русской равнине А. А. Величко и Т. Д. Морозова (1969) обнаружили шесть ископаемых почв, разделенных слоями лёсса. Все эти почвы стратиграфически хорошо прослеживаются в меридиональном направлении от перигляциальной области валдайского ледника (близ Смоленска) до побережья Азовского моря (табл. 39). Изучение этих почв по-

Таблица 39

Схема строения лёссовой толщи Русской равнины
(Величко, Морозова, 1969)

Возраст	Почвы, наносы	Мощность, *м*	Климат	Абсолютный возраст, тыс. лет
Валдайская эпоха	Реликтовая почва	—	Умеренный	—
	Валдайский лёсс III	2—3	»	
	Уровень оглеения	0,2—0,3	»	
	Валдайский лёсс II	4—5	»	
	Брянская почва	—	Арктическо-тундровый?	25
	Валдайский лёсс I	2	»	
Микулинское межледниковье	Микулинская почва	—	Умеренный	~100
Днепровская ледниковая эпоха	Днепровский лёсс II	—	»	
	Днепровский лёсс I	до 15	»	
Лихвинское межледниковье	I поднепровская почва	—	Умеренно-субтропический	>250
	I доднепровский лёсс	—	» »	—
	II доднепровская почва	—	» »	—
Эоплейстоцен	II доднепровский лёсс	4	Субтропический	—
	III доднепровская почва	—	»	
Неоген	III доднепровский лёсс	—		
	Скифские глины	—	»	>3400

зволило установить, что климатическая обстановка межледниковий в последнепровскую ледниковую эпоху примерно соответствовала современной. В доднепровское время климат Русской равнины был более теплым, он соответствовал сухому средиземноморскому климату, что нашло отражение в формировании красноцветных почв на территории ее южной половины. Интересно отметить, что в лёссовой толще наблюдалось несколько явно оглеенных горизонтов, что валдайский лёсс I имеет тонкую слоистость, содержит примесь песчаных зерен. Это позволяет предполагать его водно-ледниковое происхождение и явления почвенного гидроморфизма после осадкообразования.

Наиболее детально были исследованы брянская и микулинская погребенные почвы по меридиональному профилю через Смоленск — Брянск — Путивль — Кременчуг (Морозова, 1963). Микулинская почва формировалась в микулинское межледниковье, брянская — в одно из потеплений валдайского ледниковья. Возраст брянской почвы 24—25 тыс. лет (Величко и др., 1964). Ископаемая почва такого же возраста обнаружена в Западной Европе. По-видимому, в микулинское межледниковье в пределах рассматриваемой полосы Русской равнины имели место сходные с современными почвообразовательные процессы — подзолистый, дерновый и болотный. С севера на юг сменяли друг друга почвы дерново-подзолистые, мощные дерновые глубокоподзолистые, черноземы с отдельными массивами серых лесных почв. В западинах были развиты болотные почвы. Общая схема распространения почв примерно совпадала с современной.

Почвы микулинского межледниковья были погребены отложениями валдайского ледниковья около 100 тыс. лет назад. Несмотря на длительное захоронение, почвы довольно хорошо сохранились и их можно было идентифицировать. Почвам валдайской эпохи свойственны многочисленные признаки избыточного увлажнения. Генетический профиль брянской ископаемой почвы состоит из гумусового горизонта, представленного неоднородно окрашенным серовато-коричневым плотным суглинком с обилием железисто-марганцовистых конкреций и пятен ожелезнения, и горизонта В, представленного белесовато-палевым суглинком мощностью 1 *м*, пропитанным порошковидными карбонатами, иногда с признаками оглеения. Ниже этого горизонта залегает сизовато-серый ожелезненный суглинок с признаками оглеения, которые отмечаются во всех исследованных разрезах. Палеопочвенные исследования не выявили существенных изменений в строении валдайской ископаемой почвы в меридиональном направлении. По мнению автора, это мерзлотная дерновая или лугово-дерновая почва.

На равнине Верхней Миссисипи в США открыты и изучены палеопочвы шести возрастных уровней. Три из них приурочены к межледниковьям, а три — к интерстадиалам висконсинского (соответствует валдайскому, вюрмскому) ледниковья (Stevenson, 1969). Кроме того, описаны и более древние, чем плейстоценовые, почвы. Возраст самых древних из погребенных почв достигает нескольких миллионов лет. Несмотря на это, многие из погребенных почв настолько хорошо сохранили свои признаки, что была легко определена их принадлежность к тому или иному типу по морфологии, распределению илистой фракции и другим свойствам.

О хорошей сохранности почвенных свойств можно судить по описаниям Саймонсона (Simonson, 1954), который исследовал ископаемые планосоли, сформировавшиеся в период межледниковья несколько сот тысяч лет назад. Разрез заложен в штате Айова.

	0—183 *см.*	Брюнизем, развитый на лёссе. Далее ископаемая почва.
A_1	0— 8 *см.*	Неодиородно окрашенный светло-серый с темно-серыми пятнами рыхлый суглинок с мелкой галькой и песком.
A_2	8— 38 *см.*	Светло-серый рыхлый суглинок с немногочисленными мелкими красно-желтыми пятнами, непрочной грубоплитчатой структурой; встречаются зерна грубого песка.
A_3	38— 46 *см.*	Переходный горизонт.
B_1	46— 55 *см.*	Переходный темно-серый глинистый горизоит, испещренный красно-желтыми пятнами, твердый, пластичный, глыбистый.

B_2 55— 90 *см.*	Темно-серый, почти черный суглинок со слабо выраженными красно-желтыми и хорошо заметными бурыми пятнами, очень плотный в сухом состоянии, пластичный и липкий во влажном состоянии, имеет очень грубую, глыбистую структуру.
B_3 90—135 *см.*	Переходный оливковый до бледно-оливкового глинистый горизонт со слабо выраженными красно-желтыми и бурыми пятнами, кажется бесструктурным, но имеет плохо выраженную крупноглыбистую структуру.
C 135—210 *см.*	Выщелоченный и окисленный нанос казанского времени, представляющий желто-бурый суглинок со слабыми красно-желтыми пятнами.

К настоящему времени в США довольно хорошо изучены почвы, погребенные под лёссом висконсинского (последнего) оледенения. По их строению и свойствам можно судить о почвенном покрове и географических условиях в период, непосредственно предшествующий последнему наступлению ледника. Можно также составить представление о том, какие изменения претерпевает почвенный покров под влиянием надвигающегося ледника и его вод. Американские исследователи отмечают, что распределение почв по поверхности континента как в последнее межледниковье, так и в более ранние было примерно таким же, как в настоящее время, т. е. природная обстановка межледниковий была относительно сходной в течение последних сотен тысяч лет.

В северной половине Североамериканского континента среди погребенных палеопочв преобладают гидроморфные их формы — планосоли и черноземно-луговые. Обе эти почвы несут явные признаки оглеения в нижней части почвенного профиля (Simonson, 1954; Thorp, 1965). Современными почвами в районах распространения погребенных планосолей и луговых почв являются брюниземы, т. е. почвы прерий, аналогичные луговым черноземам. По мнению Торпа, многие из этих погребенных почв были аллювиальными, так как они обладают хорошо выраженной слоистостью. На поверхности некоторых из них сохранились остатки мхов и других растений, что свидетельствует о защищенности поверхности почв от ледника слоем льда или снега. Большинство автоморфных почв на наиболее высоких формах рельефа было срезано наступающим ледником.

Там, где современные брюниземы сменяются серо-бурыми подзолистыми почвами, погребенные почвы также несут черты серо-бурых подзолистых почв, а южнее, под желто-бурыми развиты ископаемые желто-бурые почвы. Таким образом, погребенные почвы последнепровского времени на Русской и Североамериканской равнинах (Миссисипи) имеют общие черты: распространение их примерно соответствует современному, многие из погребенных почв на равнине Верхней Миссисипи и на Русской равнине были гидроморфными.

РЕЛИКТОВЫЕ ПРИЗНАКИ СОВРЕМЕННЫХ ПОЧВ

Для восстановления истории развития современной почвы первостепенную роль играет изучение реликтовых признаков и свойств современных почв при одновременном использовании всего комплекса палеогеографических, геологических и геоморфологических данных.

Реликтовыми признаками являются все свойства современной почвы, которые не соответствуют современным условиям почвообразования. Например, железисто-марганцовистые конкреции в хорошо аэрируемых почвах, запасы гумуса, не соответствующие современной продуктивно-

сти фитоценозов, фракционный состав гумуса, не соответствующий современным почвенным процессам, наличие железистых, карбонатных и других аккумулятивных горизонтов в почвах, где современными процессами такие аккумуляции создаваться не могут, наличие кротовин в условиях, которые исключают возможность их современного происхождения, и т. п.

Реликтовость бывает выражена наличием единичных реликтовых признаков, генетических реликтовых горизонтов, либо весь профиль имеет черты предшествующего почвообразовательного процесса. К единичным остаточным признакам относятся, например, включения валунов, остатки флоры и фауны. Реликтовыми горизонтами могут быть различные аккумулятивные горизонты: карбонатный, сульфатный, горизонт гумусонакопления, железистые панцири и т. п.

Остаточная солонцеватость и засоленность каштановых почв, высокая гумусированность сазовых солонцов, сохранившаяся от черноземно-луговой стадии, остаточные такыровые свойства сероземов, осолоделость солончаков (украинские поды, Бараба) — эти реликтовые признаки имеют «профильный» характер, они свидетельствуют о наложении новых почвенных профилей на профили, существовавшие прежде, и прослеживаются по всей или почти по всей почвенной толще.

Наиболее часто реликтовые признаки свидетельствуют о метаморфозе почвенного профиля под влиянием смены гидрологического режима либо под влиянием смены климата. Изменения в гидрологическом режиме могли быть обусловлены чередованием ледниковых периодов и межледниковий, развитием территории в эрозионном цикле, климатическими изменениями, осушительными и оросительными мелиорациями. Для почв водно-аккумулятивных равнин характерны признаки палеогидроморфизма, обусловленные значительно более высокой обводненностью этих равнин водами таявших ледников.

Великие равнины Америки, Европы и Азии были созданы деятельностью ледников и талых вод в течение четвертичного периода. Мощные потоки талых вод размывали, переносили и отлагали огромные массы рыхлых наносов в краевых областях. В условиях высокой обводненности первыми стадиями почвообразования было подводное и затем гидроморфное почвообразование, связанное с влиянием поверхностных и грунтовых вод. Постепенное обсыхание территории вызвало эволюцию баланса веществ и почвообразования, расчленение территории на элювиальные, транзитные и аккумулятивные ландшафты, но следы первой гидроморфной стадии сохранились в свойствах почв.

Другой тип равнин суши представляют великие дельтово-аллювиальные равнины, например Амазонская, Прикаспийская, Туранская, Восточно-Китайская и др. Почвообразование этих равнин начиналось и длительно проходило в условиях гидроморфизма. В современных почвах этих равнин, не связанных с грунтовыми водами, отчетливо обнаруживаются признаки палеогидроморфизма. Через гидрогенную аккумуляцию вещества прошли не только почвы аккумулятивных равнин. В природе очень широко распространены явления делювиального, склонового гидроморфизма, поверхностного и внутрипочвенного выноса вещества из элювиальных ландшафтов в аккумулятивные. В связи с этим гидрогенно обогащенные почвы можно встретить в транзитных ландшафтах на поверхности денудационных равнин и в горных странах.

Существуют признаки, безусловно свидетельствующие о более значительной обводненности почв в прошлом. Другие свойства можно рас-

сматривать как палеогидроморфные лишь в связи с палеогеографическим анализом территории, подтверждающим предположение о былой гидроморфности.

Необходимо иметь в виду, что в некоторых случаях высокая обводненность не обусловливает гидрогенной аккумуляции, как, например, во многих тундровых почвах.

Безусловными реликтами гидроморфности являются:

1) крупнообломочный материал в почвах перигляциальных областей. Например, находки валунов в почвах, развитых на украинских лёссах, свидетельствуют об отложении лёссов текучей водой, поскольку только вода способна перенести крупные обломки пород (Бондарчук, 1946);

2) прослои гальки, гравия, песка в почве. Особенно часто встречаются на пролювиальных равнинах;

3) слоистость;

4) остатки гидрофильной флоры (корневищ тростника) и раковин моллюсков. Остатки ракушечных горизонтов и корневищ в почвах Приазовья позволили сделать заключение о происхождении приазовских черноземов из плавнево-лиманных почв (Иозефович, 1931);

5) наличие в средней или нижней части профиля оглеенных горизонтов — осветленных, сизых, зеленоватых с охристыми пятнами.

С определенными ограничениями реликтами гидроморфизма можно считать следующие признаки:

1. Наличие горизонтов аккумуляции гипса и легкорастворимых солей в почвах, если они развиты не на первоначально засоленных коренных породах.

2. Наличие марганцовисто-железистых пленок, дробинок и конкреций либо железистого ортзанда или панциря в условиях, исключающих возможность их образования путем иллювиирования. Например, наличие мелких железисто-марганцовистых конкреций и крупных стяжений в профиле типичного чернозема (Панков, 1930) свидетельствует о луговой стадии, пройденной этим черноземом.

3. Наличие горизонтов аккумуляции карбонатов кальция и магния, а также SiO_2 при условии, что содержание этих веществ в аккумулятивных горизонтах более высокое по сравнению с количеством, которое могло быть иллювиировано из верхней части профиля. В этом случае аккумуляция карбонатов и кремния может быть обусловлена только приносом грунтовыми водами.

4. Наличие уплотненных прослоев, сцементированных полуторными окислами, кремнеземом, известью, глиной в случае, когда содержание цементирующих веществ превышает количество, которое могло бы быть иллювиировано из верхней части профиля.

5. Значительное количество монтмориллонитовой или аморфной глины и слитость почвенной массы (трещиноватость, набухание, вязкость) в сочетании с палеогеографическими доказательствами гидроморфной стадии развития.

О палеогидроморфности могут свидетельствовать такие признаки, как повышенная гумусность, обогащенность микроэлементами и другие свойства. Как правило, в природе признаки гидроморфизма встречаются в совокупности. Если при этом и географическая обстановка свидетельствует о более значительном обводнении территории в прошлом, можно с уверенностью говорить о палеогидроморфности почв.

Примером почв, в которых превосходно выражены палеогидроморфные свойства, являются типичные черноземы Тамбовской низменности

(Самойлова и Якушевская, 1969). По запасам гумуса, микроэлементов, содержанию карбонатов они значительно превосходят черноземы Среднерусской возвышенности, которые если и прошли гидроморфную стадию, то более кратковременную. Высокое содержание карбонатов Ca и Mg в горизонте их аккумуляции намного превышает то количество, которое могло быть вмыто из верхней части профиля. По всему профилю типичного чернозема встречаются микроконкреции Mn и Fe, почва содержит небольшое количество водорастворимых солей (сухой остаток 0,2%), очень редко, но все же встречаются мелкие обломки кварца, кремния. В составе глинных минералов большая роль принадлежит монтмориллониту, наличие которого обусловливает трещиноватость почв. В составе поглощенных катионов имеется некоторое количество обменного Na (0,2—0,8% от емкости обмена). Описываемые черноземы распространены в пределах плоской, до сих пор слабо дренированной низменности, обводненность которой была значительно выше и дренированность еще слабее в период таяния ледника.

В других случаях несоответствие между свойствами почвы и современными условиями почвообразования свидетельствует о современном усилении роли почвенно-грунтовых вод в жизни почвы. Например, в луговых почвах займищ на юге Западной Сибири (Драницын, 1914), как и в луговых почвах Тамбовской низменности, очень много кротовин. Кротовины не могут образоваться ниже уровня грунтовых вод. Их образование, по-видимому, происходило в ксеротермическую фазу, когда почвенно-грунтовые воды были опущены на значительную глубину.

При изменении климатической обстановки многие свойства почвы долгое время остаются неизменными и по ним можно судить о предшествующих условиях. К таким свойствам относится, например, наличие подзолистого горизонта в тундровых почвах, сформировавшегося в период потепления, когда лес продвигался дальше на север.

Об изменении климата в сторону похолодания и увлажнения свидетельствует второй гумусовый горизонт в подзолистых почвах Томского Приобья (Добровольский и др., 1969). Можно было бы привести еще много примеров, иллюстрирующих наличие в современных почвах реликтовых черт, не соответствующих современным биоклиматическим условиям почвообразования.

В заключение, подчеркивая узловые вопросы учения о времени как факторе почвообразования, следует сказать, что: 1) продолжительность жизни почвенного покрова большей части Земли исчисляется тысячелетиями и десятками тысячелетий; 2) за этот долгий период почвы проходят путь от неразвитых до зрелых и неоднократно изменялись под влиянием смены природных условий; 3) почвенные профили не адекватны современным условиям почвообразования; они хранят в себе также свойства, приобретенные на прежних этапах развития.

ЧАСТЬ ЧЕТВЕРТАЯ

ГЛАВНЫЕ КОМПОНЕНТЫ ПОЧВЫ

Минералы, слагающие твердую фазу почв

Органическое вещество почв

Почва как миогофазиая полидисперсная система

МИНЕРАЛЫ, СЛАГАЮЩИЕ ТВЕРДУЮ ФАЗУ ПОЧВ

Минеральная часть обычно составляет до 55—60% объема и до 90—97% веса почвы. По своему происхождению и составу почвенные минералы прежде всего связаны с минералами магматических и осадочных горных пород, на которых происходит почвообразование.

Ниже приводится вероятный минералогический состав земной коры (по А. Е. Ферсману).

Группа минералов	Содержание, %
Полевые шпаты	55,0
Мета- и ортосиликаты	15,0
Кварц, опал, халцедон (SiO_2)	12,0
Вода свободная и поглощенная	9,0
Слюды	3,0
Магнетит (Fe_3O_4) и гематит (Fe_2O_3)	3,0
Гидраты окислов железа	0,3
Кальцит ($CaCO_3$)	1,5
Доломит ($CaCO_3$, $MgCO_3$)	0,1
Глины — вторичные ферри- и алюмосиликаты	1,5
Сульфиды	$\geqslant$0,3
Фосфаты	$\geqslant$0,75
Хлористые соединения	$\geqslant$0,30
Фтористые соединения	$\sim$0,20

Полевые шпаты, силикаты, кварц, карбонаты, слюды составляют до 85% минерального фонда земной коры. Эти же минералы преобладают и в почвах, особенно в составе их крупных фракций. Однако значительная часть минералов в почвах является вторичным продуктом выветривания и почвообразования и отражает свойства почв, условия и историю их формирования.

Минералы, слагающие почвы и почвообразующие породы, делятся на три основные группы: 1) первичные минералы, представленные главным образом скелетными и крупнопесчаными частицами, т. е. продуктами механического выветривания изверженных и метаморфических пород; 2) вторичные глинные минералы и окислы, представленные глинистыми и коллоидными частицами — продуктами выветривания или

синтеза соединений, освободившихся при выветривании и почвообразовании; 3) растворимые минералы (соли), которые при большой влажности полностью или частично растворены, а в сухих условиях переходят в твердую фазу почвы.

Важнейшие химические (запас и формы питательных или токсических веществ), физические (структура, проницаемость, набухание) и биологические свойства почв тесно связаны с минеральным составом почв. В составе почвенных минералов зафиксированы как бы реликты прошлой истории почв и уже намечены тенденции их современного развития. Поэтому изучение почвенных минералов представляет собой один из важнейших разделов почвоведения, без которого многие вопросы практики земледелия, орошения, мелиорации, инженерного дела и грунтоведения не могут быть решены.

Общее число минералов, содержащихся в почвах и почвообразующих породах, исчисляется сотнями, но наиболее часто встречается 50—60 минералов (табл. 40, 41).

Таблица 40

Основные почвенные минералы и почвообразующие породы
(по Е. Труогу и Л. Е. Энгельберту)

Группа и вид минералов	Химический состав	Встречаются*	
		в породах	в почвах (минерал)
Метасиликаты (соли H_2SiO_3)			
Амфиболы			
тремолит	$Ca_2Mg_5H_2(SiO_3)_8$	Очень часто	Спорадически
актинолит	$Ca_2(Mg, Fe)_5H_2(SiO_3)_8$	То же	»
роговая обманка	Как *a* + Fe, Al и Na	» »	»
Пироксены			
энстатит	$(Mg, Fe)_2(SiO_3)_2$	» »	»
диопсид	$CaMg(SiO_3)_2$	» »	»
авгит	Как *b* + Fe и Al	» »	»
Ортосиликаты (соли H_4SiO_4)			
Слюды			
мусковит	$KH_2Al_3(SiO_4)_3$	Очень часто	Очень часто
биотит	$KH_2(Mg,Fe)Al(SiO_4)_3$	То же	Спорадически
эпидот	$Ca_2(Al, Fe)_3OH(SiO_4)_3$	» »	Часто
оливин	$(Mg, Fe)_2SiO_4$	» »	Редко
Полисиликаты (соли $H_4Si_3O_8$)			
Полевые шпаты			
ортоклаз	$KAlSi_3O_8$	Очень часто	Очень часто
альбит	$NaAlSi_3O_8$	То же	Часто
анортит	$CaAl_2Si_2O_8$	Спорадически	Редко
анортоклаз	Смеси *a*) и *в*)	То же	То же
плагиоклаз	Смеси *в*) и *с*)	Очень часто	Спорадически

* В табл. 40 и 41 встречаемость минералов выражена в порядке увеличения: «редко», «спорадически», «часто» и «очень часто». Эти градации не обязательно относятся ко всем видам пород и почв. Частая встречаемость не обязательно свидетельствует о высоком содержании.

Таблица 41

Основные почвенные минералы и почвообразующие породы
(по Е. Труогу и Л. Е. Энгельберту)

Группа и вид минералов	Химический состав	Встречаются	
		в породах	в почвах (минерал)
Окислы (свободные)			
Кремнезем			
кварц	SiO_2	Очень часто	Очень часто
кристобалит	SiO_2	Спорадически	Спорадически
халцедон (агат, кремень и т. д.)	SiO_2	»	»
Окислы железа			
гематит	Fe_2O_3	Очень часто	Очень часто
гётит	$FeO(OH)$	Часто	Часто
лимонит	$FeO(OH)\cdot nH_2O$	»	Очень часто
магнетит	$FeFeO_4$ или $FeO\cdot Fe_2O_3$	»	Часто
Окислы алюминия			
корунд	Al_2O_3	»	Редко
диаспор	$AlO(OH)$ (или $Al_2O_3\cdot H_2O$)	»	»
гиббсит	$Al(OH)_3$	»	Спорадически
Окислы марганца			
манганит	$MnO(OH)$	Спорадически	Редко
хауссманит	Mn_3O_4 или $MnO\cdot Mn_2O_3$	Редко	»
пиролюзит	MnO_2	Часто	Часто
Окислы титана			
рутил	TiO_2	»	»
ильменит	$FeTiO_3$	»	Спорадически
Карбонаты (соли H_2CO_3)			
Кальцит	$CaCO_3$	Очень часто	Часто
Магнезит	$MgCO_3$	Спорадически	Редко
Доломит	$CaMg(CO_3)_2$	Очень часто	Спорадически
Сидерит	$FeCO_3$	Часто	Редко
Фосфаты (соли H_3PO_4)			
Апатит	$Ca_5(F, Cl, OH)(PO_4)_3$	Часто	Спорадически
Стренгит	$FePO_4\cdot 2H_2O$	Спорадически	?
Вавелит	$Al_3(OH)_3(PO_4)_2\cdot 5H_2O$	»	Редко
Вивианит	$Fe_3(PO_4)_2\cdot 8H_2O$	Редко	»
Смешанные минералы			
Пирит	FeS_2	Часто	Спорадически
Турмалин (дравит)	$H_4NaMg_3B_3Al_3Si_6O_{31}$	»	Часто
Циркон	$ZrSiO_4$	»	»
Гипс	$CaSO_4\cdot 2H_2O$	»	Спорадически
Галит	$NaCl$	»	Часто
Углекислый натрий	Na_2CO_3	Спорадически	Спорадически

ВАЖНЕЙШИЕ ПЕРВИЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ ПОЧВ

Первичные минералы, составляющие твердую фазу почв, являются остаточным материалом после разрушения и выветривания изверженных массивно-кристаллических пород. Бóльшая часть первичных минералов, находящихся в почвах, представлена относительно крупными песчаными и гравийными частицами. Первичные минералы имеют жесткую неподвижную кристаллическую решетку, практически не обладают влагоемкостью, физико-химической поглотительной способностью, не набухают. В условиях почвообразовательного процесса первичные минералы отличаются неустойчивостью и постепенно разрушаются под воздействием организмов, климатических агентов и водных растворов. Исключение составляют лишь немногие наиболее стойкие минералы.

Состав и соотношение первичных минералов мало отражают особенности почвообразовательного процесса. Но они характеризуют происхождение почвообразующих пород. Обилие первичных минералов в почвах говорит об их относительной молодости. С возрастом почв содержание и число видов первичных минералов постепенно уменьшаются. В древних палеоавтоморфных почвах первичные минералы представлены наиболее стойкими против выветривания видами. В процессе выветривания и почвообразования первичные минералы отдают в почвенные воды растворимые компоненты, а в состав тканей высших и низших растений — важнейшие элементы минерального питания растений: фосфор, калий, серу, кальций, магний, микроэлементы.

Среди почвенных минералов силикаты и алюмосиликаты разного рода абсолютно преобладают над всеми другими минералами. Многие почвенные минералы являются аморфными. Но кристаллические минералы (все первичные и большинство вторичных) в почвах обычно преобладают.

Кристаллические решетки силикатов построены из катионов кремния и анионов кислорода, образующих первичную структурную единицу — кремне-кислородный тетраэдр $(SiO_4)^{4-}$, который характеризуется преобладанием отрицательного заряда. Кремне-кислородные тетраэдры могут быть взаимно изолированными, как, например, в кристаллических решетках ортосиликатов, или сочетаться между собой путем образования кремне-кислородных групп, имеющих один, два и больше общих ионов кислорода.

Так, например, у кварца все четыре иона кислорода одного тетраэдра являются общими и для соседних тетраэдров, поэтому его структура представляет собой трехмерный каркас весьма высокой прочности.

В природе широко распространено явление замещения кремне-кислородных тетраэдров в кристаллической решетке алюмо-кислородным тетраэдром $(AlO_4)^{5-}$, который имеет больший отрицательный заряд. Полевые шпаты являются именно такими минералами, в кристаллической решетке которых часть $(SiO_4)^{4-}$ замещена $(AlO_4)^{5-}$, и соответственно этому они содержат большее количество натрия, калия или кальция. Полевые шпаты построены так же, как и кварц, трехмерными каркасами из кремне-кислородных и алюмо-кислородных тетраэдров. Но они менее прочны, чем кварц. Ионы Al и OH образуют другую очень прочную структурную единицу — октаэдр $[Al(OH)_6]^{3-}$, входящий в структуру многих минералов вместе с кремне-кислородными тетраэдрами (например, слюды, глинные минералы). Алюмо-гидроксильные октаэдры могут

и самостоятельно образовывать кристаллические решетки минералов (гидраргиллит).

Сочетания кремне-кислородных (алюмо-кислородных) тетраэдров в виде цепочек, лент, листов, их сочетания с алюмо-гидроксильными октаэдрами в форме перемежающихся слоев создают поразительное разнообразие структур и химического состава первичных и особенно вторичных минералов. Это разнообразие усиливается тем, что алюминий в октаэдрах легко замещается магнием, двухвалентным железом и многими микроэлементами, а трехвалентное железо в тетраэдрах замещает кремний.

Полевые шпаты. Это большая группа широко распространенных относительно стойких минералов изверженных и осадочных пород, а также почв. Они составляют до 50—60% массы земной коры. Их цвет варьирует от желтого и белого до розового и красного, с ярким сияющим отсветом на изломах и гранях. Кристаллохимически полевые шпаты построены из алюмо-кислородных и кремне-кислородных тетраэдров, соединенных катионами натрия, калия или кальция в трехмерный каркас.

Одним из наиболее распространенных представителей полевых шпатов является ортоклаз — $KAlSi_3O_8$. Зерна ортоклаза обычно окрашены в розовый и красный цвета и имеют угловатую поверхность. Ортоклаз очень прочен; при выветривании он является источником калия.

Реже ортоклаза встречаются альбит ($NaAlSi_3O_8$) и анортит ($CaAl_2Si_2O_8$). Обычно эти минералы сочетаются между собой, образуя серию натриево-кальциевых (плагиоклазы) и калиево-натриевых (микроклин, ортоклаз) полевых шпатов.

Полевые шпаты могут составлять до 10—15% всей почвы. Зерна полевых шпатов сосредоточены главным образом в крупных фракциях. При выветривании полевые шпаты образуют гидрослюды, глинные минералы, гидроокиси алюминия и кремния, силикаты и карбонаты щелочей и щелочных земель.

Слюды. В числе слюд необходимо отметить мусковит—$KH_2Al_3(SiO_4)_3$ и биотит $KH_2(MgFe)_3Al(SO_4)_3$. Оба минерала обладают трехслойной структурой. Два слоя кремне-кислородных тетраэдров и один слой алюмо-гидроксильного октаэдра соединены ионами калия или натрия, лития, магния, железа, которые часто изоморфно замещают калий.

Слюды являются важнейшим источником калийного питания растений. Слюды выветриваются сравнительно быстро, образуя каолинит, гидрослюды, опаловидный кремнезем. Часто биотит замещается при выветривании хлоритом.

Оливины. Эта группа минералов является как бы солью ортокремниевой кислоты $(MgFe)_2SiO_4$, с варьирующим соотношением Fe и Mg. Оливины крайне быстро выветриваются и поэтому характерны для молодых почв, образующихся на основных и ультраосновных породах.

Амфиболы-пироксены. Это группа весьма мелкокристаллических минералов, которые можно рассматривать как кальциевые, магниевые, натриевые, алюминиевые соли метакремневой кислоты. Кристаллохимически эти минералы являются сочетаниями лентовидных цепочек кремне-кислородных тетраэдров, соединенных катионами. В эту группу входят такие минералы, как тремолит, роговая обманка, диопсид, авгит и др. Обычно они темно-зеленого и черного цветов. Минералы этой группы часто встречаются в сравнительно молодых почвах, развитых на изверженных породах, но легко выветриваются и исчезают в древних поч-

вах. При выветривании они являются источниками карбонатов кальция, магния, натрия и соединений железа и кремния.

Нефелин. Это минерал, характерный для нефелиновых сиенитов, фонолитов и др. Его условная формула $Na(AlSiO_4)$; нередко в его составе обнаруживается также калий и кальций. Нефелин весьма легко и быстро выветривается, распадаясь на соединения типа простых метасиликатов и алюминатов натрия, с последующим образованием карбонатов щелочей, окислов кремния и алюминия. Из продуктов выветривания нефелина в условиях аккумулятивного ландшафта образуется монтмориллонит.

Вулканическое стекло. Этот стекловидный минерал, существующий в кислой и щелочной модификациях, присутствует в изверженных магмах, туфах, пеплах и продуктах их разрушения и переотложения. Типичен для молодых вулканических почв. Тонкораспыленное вулканическое стекло может быть занесено при вулканических извержениях в виде пеплов на большие расстояния. Минерал весьма неустойчив; при выветривании образует значительные количества водорастворимых соединений кремнезема, карбонатов, аллофаноидов.

Кварц. Кварц $(SiO_2)_n$ — один из наиболее распространенных минералов многих магматических пород, осадочных отложений и почв. В кристаллах кварца встречаются микроскопические включения (газы, кристаллики, жидкость, обломки).

В осадочных породах и почвах кварц присутствует в виде угловатых или округлых разноцветных, молочно-белых, желто-бурых зерен. Часто зерна кварца окрашены красными и желтыми пленками окиси железа и марганца. Кварц — постоянный компонент песчаников, лёссов и крупных фракций почвенной массы; содержится в почвообразующих породах и почвах в количестве 40—50—60%. В пылевато-песчаных (1—0,01 *мм*) фракциях почв его содержание достигает 70—90%. Кварц весьма прочный, инертный минерал, являющийся по существу почвенным балластом. Лишь при высокой степени раздробления кварц крайне слабо растворяется в природных растворах. Кроме остаточного первичного кварца в почвах и осадочных породах присутствует вторичный кварц (см. ниже).

Абсолютное преобладание кварцевых минералов в почвенных породах и почвах обусловливает крайне низкое плодородие. В автоморфных почвах и остаточных элювиальных типах коры выветривания кварц, будучи весьма устойчивым минералом, относительно накапливается. Поэтому по содержанию кварца в почвах, коре выветривания и исходных горных породах можно судить о возрасте почв и интенсивности выветривания.

В виде особых модификаций кварц часто появляется в осадочных породах и почвах как вторичный минерал, свидетельствующий о притоке, накоплении и кристаллизации кремнезема.

Апатит. Очень прочный минерал изверженных пород, в состав которого входят фосфор, кальций, фтор, хлор,— $3Ca_3P_2O_8 \cdot Ca(F, Cl)_2$. При выветривании апатит медленно освобождает соединения фосфора, являющиеся важным элементом минерального питания растений.

Особо устойчивые первичные минералы. Коротко упомянем некоторые из первичных минералов, которые мало распространены, присутствуют в крайне небольших количествах, но, отличаясь высокой стойкостью, долго сохраняются в почвах, давая возможность судить о происхождении осадочных пород и о длительности почвообразования. Это

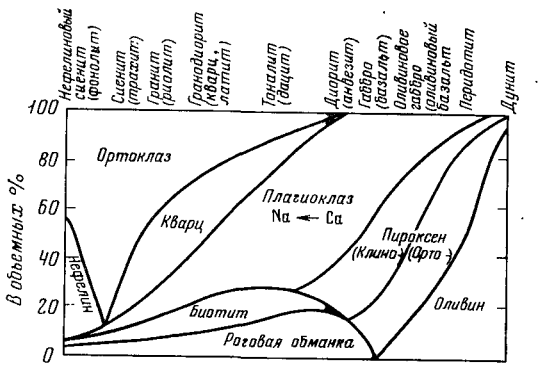


Рис. 54. Минералогический состав изверженных пород (в скобках указаны излившиеся породы)

силикатные минералы группы эпидота, дистена (включая силлиманит и андалузит), граната, а также ставролит, циркон, турмалин.

На рис. 54 показаны главные особенности минералогического состава важнейших групп изверженных пород. Хотя в изверженных породах установлено присутствие более 1000 различных минералов, доминирующими минералами, имеющими важное значение в почвообразовании, являются лишь кварц, полевые шпаты, оливины, пироксены, амфиболы, нефелин, слюды и роговые обманки.

Выветривание первичных минералов, как правило, сопровождается образованием растворов, гидрозолей и гидрогелей кремнезема и различных силикатов, гидрогелей и окристаллизованных окислов железа, алюминия, марганца, вторичных глинных алюмосиликатов, карбонатов щелочей и щелочных земель и других легкорастворимых солей.

ВТОРИЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И ПОЧВ

Вторичные минералы осадочных пород и почв чрезвычайно многочисленны и разнообразны. Общим свойством большинства этих минералов является высокая степень дисперсности, аморфная или чаще скрытокристаллическая структура. Значительная часть вторичных минералов присутствует в почвах и породах в коллоидно-дисперсном состоянии.

Многие вторичные глинные минералы, в отличие от первичных, обладают подвижной кристаллической решеткой, развитой поглотительной способностью, способностью сорбировать воду и набухать, ясно выраженными коллоидными свойствами. Отмеченные специфические свойства вторичных глинных минералов передаются почвам и почвенным горизонтам.

Ниже характеризуются важнейшие группы вторичных минералов, присутствующих в почвах.

А. Аморфные и скрытокристаллические вторичные минералы

Аморфные почвенные минералы непрерывно образуются при выветривании, почвообразовании и при минерализации растительных и животных остатков. Однако аморфное состояние почвенных минералов не всегда является длительным: со временем аморфные минералы переходят в кристаллические. Например, свежеосажденный углекислый каль-

ций сохраняет аморфное состояние лишь несколько часов. Силикаты и алюмосиликаты находятся в аморфном состоянии, в зависимости от условий среды, годы, столетия и тысячелетия, переходя постепенно в кристаллические формы соответствующих минералов.

Всеобщее увлечение изучением кристаллических форм минералов благодаря возможностям, созданным рентгеноструктурным, термическим и электронографическим методами, несколько замедлило процесс познания аморфных минералов. Между тем их значение в свойствах почв столь же велико, как и значение кристаллических минералов.

Понятие аморфности минералов является несколько условным. Иногда визуально аморфный минерал при рентгеновском исследовании оказывается кристаллическим. Аморфный для рентгеновских лучей минерал может иметь скрытокристаллическое строение, которое обнаруживается электронографически.

1. Аморфные водные окислы марганца, железа, алюминия

Весьма разнообразные аморфные минералы окислов марганца, железа и алюминия часто встречаются в определенных почвах. Чисто коллоидные формы этих минералов связаны различными переходами с кристаллическими формами этих же окислов, с которыми в природе они обычно встречаются в виде смесей.

Вады. Это широкая группа землистых по виду, шоколадно-черных аморфных почвенных минералов двуокиси марганца, содержащих воду и примеси других окислов. Очень часто вады содержат калий, медь, цинк, кобальт, барий, железо, никель и др.

Псиломеланы. Это группа метаколлоидных и кристаллических минералов сложных окислов марганца или солей марганцевых кислот. Некоторые ученые считают псиломеланы полимерманганитами с формулой $(R, Mn)O \cdot mMnO_2 \cdot nH_2O$.

Вады и псиломеланы близки между собой, но первые, по-видимому, образуются в аккумулятивных восстановительных условиях, а вторые — в окислительных.

Вернадит, пиролюзит, манганит. Это распространенные минералы окислов марганца, часто смешивающиеся друг с другом или с вадами и псиломеланами. Вернадит — $MnO_2 \cdot nH_2O$ — аморфный или слабокристаллизованный землистый колломорфный минерал, иногда образующий конкреции. Пиролюзит — MnO_2 — скрытокристаллический или метаколлоидный минерал, образующий землистые агрегаты черного цвета, конкреции, плиты. Манганит — $Mn_2O_3 \cdot H_2O$ — существует в кристаллической и метаколлоидной модификациях. Образует стяжения, корки, сферические конкреции. Очень часто смешан с пиролюзитом и похож по внешнему виду на вернадит. Агрегаты манганита иногда имеют колломорфный характер.

Лимонит, гематит, магнетит. Лимонит — $Fe_2O_3 \cdot H_2O \cdot nH_2O$ — преобладающая группа минералов водных окислов железа, широко распространенных в корах выветривания и почвах. Водные окислы железа придают почвам бурые, темно-бурые, коричневые, оранжевые и красные тона. Они образуют почвенные конкреции, плиты, панцири (с примесью минералов марганца) и рудные скопления железа. Ничтожные изменения в содержании воды и степени дисперсности сильно отзываются на окраске и структуре скоплений водных окислов железа и почвенной массы.

Вероятно, первичной аморфной формой водных окислов железа являются водные свежеосажденные гидрогели закиси — феррогидрит $Fe(OH)_2$ — и окиси — $Fe(OH)_3$. Эти соединения вместе с коллоидным сернистым железом (гидротроилит — $FeS \cdot nH_2O$ — черный коллоидно-аморфный минерал) обнаруживаются в мокрых солончаках, соляных грязях, торфах и т. д. Однако они очень нестойки и, обезвоживаясь, переходят пока еще не вполне ясными путями в лимонит, магнетит (Fe_3O_4), гематит (Fe_2O_3). Лимонит считается типичным аморфным минералом, имеющим окраску от желто-бурой до черной. По мере обезвоживания лимонита и перехода в гетит он приобретает скрытокристаллическую структуру. Возможен, однако, и обратный процесс гидратации гематита и перехода его в лимонит.

Минералы окислов железа — важный фактор структурообразования почв, прошедших грунтовое увлажнение. Очень важную роль играют эти минералы в желтоземах, красноземах, латеритных почвах. Они способствуют также необменному поглощению анионов фосфорной кислоты и органических кислот.

При выветривании алюмосиликатных минералов появляются ионные и коллоидные растворы соединений алюминия, которые, осаждаясь и коагулируя, образуют аморфные минералы водных окислов алюминия (глиноземные минералы). При воздействии некоторых факторов (колебания температуры, концентрация, влажность и т. д.) со временем аморфные формы гидроокислов алюминия переходят обычно полностью или частично в кристаллические и обезвоженные формы. Однако известно, что в месторождениях бокситов в больших количествах находятся аморфные формы гидратов окислов алюминия, хотя возраст бокситов измеряется многими миллионами лет.

Минералы гидроокислов алюминия характерны для древних субтропических и тропических автоморфных почв (аллитные почвы). Накопление гидратов окислов алюминия наблюдается в болотных почвах северных зон.

Гиббсит (гидраргиллит) — $Al(OH)_3$ или $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$ — существует как в коллоидной форме, так и в скрытокристаллической. В тропических бокситовых почвах гиббсит образует конкреции, натеки, корки, агрегаты светлого цвета. Существует модификация гидроокисла алюминия, почти тождественная гиббситу, под названием «байерит».

Бемит — $Al_2O_3 \cdot H_2O$ — обычно аморфный, но нередко скрытокристаллический минерал глинозема. Это белый или желтоватый минерал, типичный для бокситов, а также для древних аллитизированных почв субтропиков и тропиков.

Диаспор — $Al_2O_3 \cdot H_2O$ — по преимуществу кристаллическая модификация моногидрата окисла алюминия, хотя известны и аморфные его формы. Диаспор чаще встречается в древних палеозойских бокситах.

Корунд — Al_2O_3 — безводный кристаллический глинозем, встречается в бокситах, подвергшихся воздействию факторов метаморфизма (давление, высокие температуры). Корунд образуется, по-видимому, при дегидратации диаспора.

Присутствие в почвах значительных количеств аморфных и скрытокристаллических гидратов глинозема сообщает почвам хорошую структурность и легкую размываемость, пониженную поглотительную способность по отношению к катионам и заметно выраженную способность к необменному и обменному поглощению анионов, особенно анионов фосфорной кислоты $(PO_4)^{4-}$.

Глиноземные минералы более всего характерны для так называемых аллитных, латеритных и красноземных почв влажных тропиков и субтропиков, свидетельствуя о глубоком распаде первичных и вторичных минералов. Лимонит, гетит и другие члены этого ряда, по-видимому, в наибольшей степени характерны для почв болотного и гидроморфного режима.

2. Аморфные окислы кремния, кварц

В почвах, корах выветривания и осадочных породах весьма часто и в больших количествах встречаются коллоидные аморфные и скрытокристаллические формы минералов окислов кремния.

Почвенные, грунтовые и речные воды, как правило, содержат слабые истинные и коллоидные растворы соединений кремнезема, образующихся при разрушении алюмосиликатных минералов и минерализации органических веществ. Концентрация SiO_2 в природных водах колеблется от 10 до 200 *мг/л*. Выпадение в осадок из растворов и коагуляция коллоидных форм ведут к образованию многообразных форм аморфного кремнезема, который, постепенно обезвоживаясь, переходит обычно в скрытокристаллические формы кремнезема и в разновидности вторичного кварца. Бо́льшая часть растворенного в природных водах кремнезема идет на образование глинных минералов.

Студенистые гидрогели кремнезема — $mSiO_2 \cdot nH_2O$ — встречаются сравнительно редко. Студенистые гели кремнезема были, например, описаны для донных отложений соляных озер Калахари, в грунтах Симплонского тоннеля, в пустыне Намиб, в опаловых месторождениях Центральной Австралии. Они могут быть встречены чаще при более тщательном изучении в природной обстановке. В частности, не исключено, что в щелочных коркующихся почвах присутствует в небольших количествах коллоиднорастворимый гель подвижного кремнезема или кремнекислого натрия, который при увлажнении усиливает вязкость почв, а при высыхании — их цементацию и отвердение.

Опал — $SiO_2 \cdot nH_2O$. В осадочных породах и почвах встречаются твердые гели окислов кремнезема — опалы, содержащие большее или меньшее количество воды. В опалах часто обнаруживаются примеси железа, алюминия, кальция и особенно магния. Типичный опал представляет собой аморфный минерал, прозрачный, белый или с оттенками, с удельным весом 1,9—2,3. В осадочных породах опал образует конкреции, натеки, жилы и прослои в трещинах или корки на поверхности пустот.

В почвах опал встречается в виде мелких и мельчайших пылевидных зернышек, песчинок или конкреций, а иногда в виде корочек и натеков на структурных отдельностях почв или на гальках. В озерах тропических стран встречаются прослойки опаловидного кремнезема в донных отложениях.

Образование опала и присыпок опаловидного кремнезема в почвах, породах, озерах связано с выпадением его в осадок из почвенных и грунтовых вод, переносящих продукты выветривания. Опал недавнего происхождения отличается малым удельным весом и высокой гидратированностью, достигающей 18—20% по весу. Под влиянием времени и особенно при высыхании, при воздействии высоких температур или повышенного давления опал дегидратируется, уплотняется, повышает удельный вес и может постепенно переходить в кремни или яшмы.

Кремни представляют собой обезвоженный уплотненный дегидратированный опал с неопределенной структурой. Большие конкреции опаловидных кремней часто встречаются в известняках, кварцитах, мергелях. При выветривании известняков кремни остаются в виде каменистого материала на поверхности известняков и в почве. Обширные пространства Австралии покрыты опалово-кремневой корой, иногда мощностью до 3—5 *м*.

При образовании осадочных пород и при гидроморфном почвообразовательном процессе постоянно существует приток и осаждение аморфных соединений кремнезема, а затем постепенное превращение свежеосажденных масс распыленных или компактных гелей кремнезема в опал, с последующим переходом опала в кремни и кремней в халцедон.

Халцедон — SiO_2. Халцедон представляет собой обезвоженный минерал окиси кремния с микрокристаллической структурой. Халцедон имеет удельный вес 2,59 или 2,61, т. е. несколько меньше, чем кварц, для которого характерна величина 2,654. Халцедон образует натеки или сростки кристаллов в трещинах изверженных горных пород, в пустотах осадочных пород или формирует конкреции и сферолитовые агрегаты. В почвах иногда наблюдается скопление мелких агрегатов халцедона. Халцедон, как и его особая разновидность — кварцин, по структуре близок к кварцу. По окраске, зависящей от примесей, различают большое число модификаций халцедона. Упомянем из них наиболее важную разновидность — агаты. Халцедон также главнейший компонент кремней и яшм.

Опалы и халцедоны весьма часто замещают кальциты, окислы железа, погребенную древесину и кости, образуя так называемые псевдоморфозы окремнения. Можно считать, что халцедон со временем и притом крайне медленно преобразуется в кварц.

3. Аллофаноиды

Аллофаноиды являются аморфной разновидностью глинных минералов, сравнительно недавно осажденных из растворов (истинных или коллоидных) соединений кремнезема и алюминия.

Коагели аллофаноидов имеют общий состав, выражаемый формулой $[n.SiO_2 \cdot mAl_2O_3] \cdot xH_2O$, что говорит о широких вариациях в соотношениях кремнезема, алюминия и воды. Повышение pH растворов сопровождается расширением отношения $SiO_2 : Al_2O_3$; возрастание кислотности среды способствует сужению этого отношения. Однако преобладают аллофаны с молекулярным отношением $SiO_2 : Al_2O_3 = 2 : 1$.

Аллофаноиды могут иметь конституционные и сорбированные примеси. Обычно аллофаноиды белого и сероватого цветов. Замещение алюминия железом с образованием аморфного феррисиликата дает темный и даже черный минерал. Аллофаноиды являются типичными минералами молодых почв, образованных на относительно свежих вулканических пеплах. По-видимому, в других условиях аллофаноиды быстро кристаллизуются и переходят в кристаллические формы вторичных силикатов.

Хисингерит — сравнительно широко распространенный аморфный силикат железа — аналог аллофана; он имеет молекулярное отношение $SiO_2 : Fe_2O_3 = 2 : 1$. Между аллофаном и хисингеритом имеются многочисленные переходные минералы, связанные с различной степенью замещения железа алюминием.

Б. Кристаллические вторичные минералы

4. Глинные минералы (алюмосиликаты)

Глинные кристаллические минералы являются гидратированными (водными) силикатами (алюмосиликатами) со слоистой или цепочечной кристаллической решеткой, состоящей из слоев кремне-кислородных тетраэдров, сведенных в гексагональную форму и упакованных в самостоятельные слои.

Каждый слой состоит из поверхности катионов (кремний, алюминий, магний, железо), причем индивидуальный катион окружен четырьмя ионами кислорода или шестью ионами гидроксила (тетраэдры или октаэдры соответственно). Классификационное подразделение вторичных силикатных минералов базируется на их кристаллохимической структуре, т. е. на типе организации кристаллической решетки и ее элементов (табл. 42). Главным при этом является структура ионых пакетов.

Различают глинные минералы двухслойные (1 : 1), в которых на один слой кремне-кислородных тетраэдров приходится один октаэдрический слой алюминия, магния или железа. К этому типу относятся минералы групп каолинита, галлуазита, 7Å-хлорита.

Далее выделяют класс трехслойных минералов (2 : 1), в которых между двумя кремне-кислородными слоями расположен один слой алюмогидроксильных октаэдров. Сюда относятся минералы групп монтмориллонита, иллита (гидрослюды), вермикулита. Наконец, различают четырехслойные глинные минералы, например 14Å-нормальный хлорит, имеющий два кремне-кислородных и два октаэдрических слоя магния или железа, которые перемежаются.

Нужно иметь в виду, что химизм глинных минералов крайне изменчив, так как алюминий также может образовывать кислородные тетраэдры, которые могут замещать кремне-кислородные тетраэдры. Кроме того, железо и магний, образующие октаэдры с гидроксилами, замещают алюминий в октаэдрических слоях. Очень важным классификационным признаком глинных силикатных минералов является подвижность или неподвижность кристаллической решетки и способность сорбировать воду (и другие жидкости), а также катионы и анионы.

Глинные минералы групп монтмориллонита и вермикулита характеризуются подвижной кристаллической решеткой. Другие не обладают этим свойством или обладают им лишь в слабой степени.

а. Класс двухслойных силикатов

Группа каолинита. Группа каолинита включает в себя собственно каолинит, диккит и накрит. Кристаллохимическая формула каолинита $Al_4(OH)_8 \cdot [Si_4O_{10}]$.

Каолинит содержит кремнезема около 45—46%, глинозема около 38—40% и воды около 13% (табл. 42, 43). Каолинит представляет собой тонкую на ощупь белую тонкочешуйчатую глинистую массу. Под микроскопом каолинит представлен шестиугольными пластинками (табличками) белого цвета с жемчужным отблеском.

В почвах и почвообразующих породах основная масса минералов группы каолинита присутствует во фракциях >1 *мк*. Высокодисперсный каолинит легко открывается рентгеновскими, термическими и электронографическими методами. Минералы этой группы обладают следующими

Таблица 42

Свойства глинных минералов

По Гоше (Gaucher, 1968)

Глины	Межплоскостное расстояние	Отношение $SiO_2 : Al_2O_3$	Емкость поглощения в *мг-экв* на 100 *г*	Поверхность, $м^2/г$	Примечания
Каолинит (1:1)	7 Å	2	10—20	SE*=10—30 SI=0	Фиксация катионов ограничена количеством свободных электрических зарядов на сколах
Галлуазит (1:1)	10 Å изменяется	2	20—25	SE=80 SI=800	Межплоскостное расстояние изменяется. Содержится гидратированная вода
Монтмориллонит (2:1)	10 Å изменяется	4	100—130		Расстояние между слоями легко увеличивается до 14 Å. Содержится межплоскостная вода
Иллит (2:1)	10 Å	4	20—30		Дефицит зарядов, вызванный заменой тетраэдрического слоя, компенсируется межплоскостным K
Вермикулит (2:1)	10 Å изменяется	4	100—140	SE=40 SI=460	Межплоскостное расстояние увеличивается до 14 Å. Содержится межплоскостная вода, которая легко дегидратируется
Хлорит (2:2)	14 Å	4	10—15		Бруситовый слой связывает слои и препятствует дегидратации

* SE—внешняя поверхность, SI—внутренняя поверхность.

Таблица 43

Валовой химический состав глинных минералов, %

(Дегенс, 1965)

Компоненты	Аллофан	Каолинит	Галлуазит	Монтмориллонит	Вермикулит	Иллит	Глауконит	Хлорит
SiO_2	33,96	45,44	44,08	51,14	35,92	49,26	52,64	26,68
Al_2O_3	31,12	38,52	39,20	19,76	10,68	28,97	5,78	25,20
Fe_2O_3	Следы	0,80	0,10	0,83	10,94	2,27	17,88	
FeO					0,82	0,57	3,85	8,70
MgO		0,08	0,05	3,22	22,00	1,32	3,43	26,96
CaO	2,26	0,08	0,20	1,62	0,44	0,67	0,12	0,28
Na_2O		0,66		0,04		0,13	0,18	
K_2O		0,14	1,44	0,11		7,47	7,42	
$H_2O^{-105°}$	12,84	0,60		14,81	19,84	3,22	2,83	
$H_2O^{+105°}$	20,28	13,60	14,74	7,99		6,03	5,86	11,70
Всего	100,46	99,92	99,81	99,52	100,64	99,91	99,99	99,52

свойствами: кристаллическая решетка жесткая, катионная поглотительная способность низкая — 5—15 *мг-экв* на 100 *г* минерала, поглощение воды слабое. Наблюдается заметное обменное поглощение анионов.

Образование минералов группы каолинита, по-видимому, свойственно кислой среде и происходит в ходе длительного выветривания первичных

минералов в элювиальных условиях. Каолинит является остаточным продуктом глубокого выветривания минералов и синтеза соединений глинозема и кремнезема в обстановке влажного холодного и особенно влажного тропического и субтропического лесного почвообразования. Каолинит может возникать и путем присоединения кремнезема к бемиту или гидраргиллиту.

Группа галлуазита. Это минералы, очень близкие к каолиниту и нередко принимаемые за каолинит. Практически они того же химического состава, но со слоем молекул воды между двумя пакетами $Al_4(OH)_8 \cdot [Si_4O_{10}] \cdot (H_2O)_4$.

Имеется, однако, безводная форма галлуазита, так называемый метагаллуазит. Межпакетные расстояния у каолинита 7,1 Å, а у галлуазита 10,0 Å. Кроме того, встречаются формы галлуазита, обладающие подвижной кристаллической решеткой и слабой способностью набухать (до 10,8 Å). Внешне галлуазиты представляют собой землистую массу и корки белого или серо-желтоватого цвета. Под электронным микроскопом галлуазит дает изображение в виде игольчатых или вытянуто-пластинчатых частиц. Поглотительная способность галлуазитов того же порядка, что и каолинитов.

Различают железистую разновидность галлуазита — ферригаллуазит $(Al, Fe)_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot nH_2O$, который образует землистые темные бурые и коричневые скопления, корочки или входит в состав ортштейнов или ортзандов.

Галлуазиты — минералы древних остаточных кор выветривания. Но, по-видимому, они образуются также и в аккумулятивных ландшафтах путем синтеза и выпадения из растворов.

б. Класс трехслойных силикатов

Группа монтмориллонита. Широко распространенными вторичными алюмосиликатными минералами почв и осадочных пород являются многочисленные представители группы монтмориллонита. В составе монтмориллонита содержится до 51% кремнезема, 19—20% глинозема, до 15—16% воды, всегда заметное количество магния и кальция.

Кристаллохимическая формула монтмориллонита $Al_2(OH)_2[Si_4O_{10}] \cdot nH_2O$. Структурная единица монтмориллонита представлена двумя слоями кремнекислородных тетраэдров и одним слоем алюмогидроксильных (или алюмокислородных) октаэдров между ними. Молекулы воды и других полярных жидкостей могут располагаться между двумя такими структурными пакетами, вдвое увеличивая межпакетные расстояния. С межпакетными пространствами связаны сильно выраженные у этой группы минералов свойства обменного поглощения катионов. Обменного поглощения анионов практически нет.

Химическое разнообразие этой группы минералов объясняется тем, что алюминий может замещать кремний в четверной координации. Железо и магний в свою очередь замещают алюминий в октаэдрических слоях (т. е. в шестерной координации). Обменные кальций и магний могут свободно замещаться натрием, калием или даже водородом. Все это обусловливает исключительное разнообразие минералов этой группы.

В числе минералов группы монтмориллонита особо нужно отметить байделит $Al_2(OH)_2[AlSi_3O_{10}] \cdot nH_2O$ и нонтронит $(AlFe)_2(OH)_2[Si_4O_{10}] \cdot nH_2O$. Оба они имеют подвижную кристаллическую решетку и отличаются высокой поглотительной способностью.

Скопления монтмориллонита белого, серого или зеленоватого цвета. Некоторые его формы, особенно железистый монтмориллонит и нонтронит, характеризуются темно-серым, бурым и даже черным цветом. Присутствие минералов группы монтмориллонита в почве легко обнаружить по большой вязкости во влажном состоянии и по образованию очень плотных призм, тумб и глубоких трещин в сухих почвах.

Для минералов группы монтмориллонита характерны следующие признаки: таблитчатая форма, диаметр частиц менее 0,25 *мм*, подвижная кристаллическая решетка, межпакетные пространства которой в зависимости от влажности могут меняться в пределах 18—9 Å, высокая поглотительная способность порядка 70—150 *мг-экв* на 100 *г* минерала, интенсивное поглощение воды и медленная ее отдача при высыхании, высокая пластичность, вязкость во влажном состоянии и сильная усадка при высыхании. Под воздействием температуры порядка 350—500° подвижная кристаллическая решетка минералов группы монтмориллонита необратимо сжимается с утратой пластичности, вязкости и снижением поглотительной способности.

Минералы группы монтмориллонита образуются по преимуществу при щелочной реакции среды и характерны для почв и наносов аккумулятивных ландшафтов, особенно пустынно-степных и степных областей. Выветривание щелочных магматических пород и особенно вулканических пеплов также сопровождается образованием минералов этой группы. Присутствие монтмориллонита и байделита констатировано в черноземах, каштановых почвах, солонцах. Нонтронит и монтмориллонит обнаружены также в черных тропических и черных слитых почвах.

Группа вермикулита. Вермикулит — трехслойный минерал, присутствующий в осадочных породах и почвах. По составу и свойствам близок к монтмориллониту. Однако подвижность кристаллической решетки не столь велика, как у монтмориллонита. В его состав входит двухвалентное и трехвалентное железо, магний. Он обладает высокой поглотительной способностью (100—140 *мг-экв*). Размер частиц у вермикулита больше, чем у монтмориллонита. Вермикулит поглощает органические вещества значительно слабее, чем монтмориллонит. По-видимому, восстановительные условия, наличие электролитов и щелочная среда, обеспечивающие присутствие магния и подвижных соединений железа, способствуют образованию вермикулита. В глинах и почвах часто встречаются смешано-слоистые формы вермикулита и хлорита, вермикулита и иллита, что отражает процессы их взаимного превращения.

Группа вторичных гидрослюд — иллитов. В числе вторичных минералов различных глин и почв значительное место занимают иллиты, или гидрослюды. В состав этой группы входят также глауконит, серицит, гидромусковит и др. Они обнаруживаются главным образом во фракциях частиц диаметром менее 1—2 *мк*. Эти минералы по составу близки к мусковиту, но сильнее гидратированы и содержат меньше калия.

Иллит также близок к монтмориллониту, так как является трехслойным минералом. Однако доля участия алюминия в тетраэдрических слоях значительно выше, чем кремния.

Группа этих минералов образуется в процессе выветривания первичного материала, особенно полевых шпатов, слюд при их превращении в каолинит. Образование гидрослюд происходит также в условиях нейтральной и слабощелочной среды. Иллит и монтмориллонит нередко дают смешано-слоистые формы. Вообще надо отметить значительную вариабельность состава и свойств минералов группы иллита и часто несо-

вершенность их кристаллизации. Группа этих минералов обладает умеренной поглотительной способностью, порядка 10—30 *мг-экв* на 100 *г*, жесткой кристаллической решеткой, не выраженным набуханием и склонностью к образованию корки при высыхании.

При образовании вторичных слюд подвижные формы калия выводятся из раствора. Этим в значительной степени объясняется относительно низкая концентрация калия в природных водах. Однако калий вторичных слюд легко доступен большинству растений.

Присутствие серицита констатировано в лёссовидных и аллювиальных отложениях Азербайджана и Средней Азии, а также в солонцеватых, такырных и каштановых почвах. Иллит отмечается в покровных суглинках и в почвах грунтового увлажнения в подзолистой зоне.

в. Класс четырехслойных силикатов

Группа хлоритов. Представителями класса четырехслойных глинных минералов являются хлориты — водные силикаты магния и железа, содержащие алюминий. Для хлоритов характерно примерно одинаковое содержание SiO_2, Al_2O_3, MgO, по 25—27% каждого, и около 8% FeO. Теоретическая кристаллохимическая формула хлорита — $(Al, Mg, Fe)_3 \cdot (OH)_2[(Al, Si)_4O_{10}]Mg_3(OH)_6$ относится к его 14 Å-ной модификации, которая считается нормальной. Эта модификация построена из перемежающихся в кристаллической решетке слюдоподобных и бруситовых структурных единиц с расстояниями между ними 14,2 Å.

Нормальный хлорит характеризуется жесткой кристаллической решеткой. Есть другие модификации хлоритов, например построенные из систем триоктаэдрических компонентов с расстоянием в 7 Å. Есть набухающие хлориты с подвижной кристаллической решеткой. Наконец, существуют хлориты смешано-слоистой структуры, в которой имеются элементы иллита, монтмориллонита, вермикулита.

Разнообразие хлоритов весьма велико, что обязано различным проявлениям изоморфизма и влиянию примесей. Следует иметь в виду, что хлориты образуются из водных растворов и выпадают в осадок там же, где происходит накопление тонких глин, окислов железа, сидерита, углекислого кальция; образуются они также при выветривании основных и ультраосновных изверженных пород. Хлориты обладают заметной поглотительной способностью, достигающей 10—40 *мг-экв* на 100 *г*, т. е. значительно выше, чем у каолинита.

г. Цепочечные — ленточные — минералы

В этой большой и малоизученной группе следует отметить чаще встречаемые палыгорскиты, аттапульгиты, сепиолиты. Это магнезиальные, железистые, алюминиевые силикаты волокнистого агрегатного строения. Из этих минералов аттапульгит особенно близок к монтмориллониту, с которым он часто встречается совместно. Для кристаллической структуры этих минералов характерны двойные цепочки кремнекислородных тетраэдров; вдоль цепочек имеются микрополости — каналы, занятые сорбированной водой. Некоторые из этих минералов (сепиолиты) иногда даже не окристаллизованы.

Палыгорскит, аттапульгит, сепиолит часто встречаются в корах выветривания основных пород и вулканических пеплов. Они обычны для почв и озерных отложений, образованных в аридных областях. Вместе

с этими минералами часто обнаруживаются монтмориллонит, опал, халцедон, карбонаты кальция и магния.

К этой же группе минералов относятся аморфный минерал $CaSiO_3 \cdot nH_2O$ — пломбиерит, который постепенно переходит в волластонит — $CaSiO_3$, керолит — $MgSiO_3 \cdot H_2O$ и сепиолит — $Mg_3(Si_4O)H_2O \cdot nH_2O$.

Магнезиальный силикат сапонит — $2MgO_3Si_2 \cdot 2H_2O$ — обладает подвижной кристаллической решеткой и выраженной поглотительной способностью.

Присутствие силикатов кальция и магния констатировано в солонцовых и содовых солончаковых почвах. Вторичные силикаты сообщают почвенным горизонтам, почвообразующим породам во влажном состоянии вязкость, желеобразность, обусловливают медленное просыхание с сильно выраженной усадкой. Богатые вторичными силикатами горизонты в сухом состоянии отличаются цементированностью и высокой твердостью.

В заключение характеристики глинных минералов приведем обзорную таблицу 44, в которой даны размеры, форма и поглотительная способность частиц этих минералов.

Таблица 44

Размеры и форма глинных минералов
(Чухров, 1955)

Минерал	Форма частиц	Величина частиц, *мк*	Поглотительная способность, *мг-экв*/100 *г*
Диккит	Хорошо образованные гексагональные пластинки	Ширина около 1000—10 000, иногда больше; толщина 70—250	0,5—28,2
Каолинит	Гексагональные пластинки, часто хорошо образованные, иногда удлиненные	Ширина 100—4000; толщина 50—2000	1,5—20,2
Галлуазит	Удлиненные частицы—лейсты или трубочки	Длина 100—2000; внешний диаметр трубочек от 40 до 190. внутренний диаметр от 20 до 100	6,0—70,4
Монтмориллонит	Плохо выраженные формы, редко гексагональные. Характерна тенденция к образованию агрегатов	Поперечник 1000 и более; толщина 1—20	8,5—160
Гекторит	Тонкие удлиненные пластинки (лейсты)	Длина до 3000; ширина ~100; толщина 1—2 и более	—
Нонтронит	Лейсты или ленточные частицы	Длина до $n \cdot 1000$; ширина около $^1/_5$ длины и менее; толщина 1—10 и более	114—145
Иллит	Плохо выраженные формы, иногда гексагональные пластиночки	Ширина 100—300 и более; толщина 3 и более	24—25
Аллевардит	Ленточные частицы	Длина $>$ 1000; ширина~1000	—
Аттапульгит	Волокна	Длина до 5000; ширина ~10—100; толщина~10—100	28—29
Сепиолит	Волокна и хлопья	Длина волокон ~100—5000; поперечник хлопьев ~100—500	

2. *Воднорастворимые минералы*

Воднорастворимые минералы широко распространены в осадочных породах и почвах. Наиболее типичными среди них являются карбонаты, т. е. углекислые соли кальция, магния, натрия, калия. Таковы крайне мало растворимые кальцит, люблюнит и арагонит — $CaCO_3$, доломит — $CaCO_3 \cdot MgCO_3$, хорошо растворимые сода — $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$, трона — $NaHCO_3 \cdot Na_2CO_3 \cdot 2H_2O$.

Соли серной кислоты дают свою серию минералов: гипс — $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, полугидрат — $CaSO_4 \cdot 0{,}5H_2O$, ангидрит — $CaSO_4$, мирабиллит — $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$, тенардит — Na_2SO_4 и др. В числе хлоридов наиболее широко распространен галит — NaCl.

Таблица 45

Миннералогический состав осадочных почвообразующих пород

Порода	Основные минералы
Известняки	Кальцит 60—70%, доломит 30—40%, кварц 2%, полевые шпаты, каолин
Гипсы	Гипс 85—98%, ангидрит 0,7—9%, доломит до 3%
Гажа (Закавказье)	Гипс 20—90% (глина, известь, песок)
Песчаники	Кварц > 70%, полевые шпаты 8%, каолинит 8%, кальцит, доломит 3%
Кварциты	Кварц 50—70%, серицит 20—40%, андалузит 6%, халцедон и др.
Сланцы глинистые	Кварц 30%, полевые шпаты 12%, слюды 18%, каолин 12%
Валунные суглинки некарбонатные	Кварц 80—85%, полевые шпаты 5—6%, слюды 10% (фракция > 0,01 *мм*)
Валунные суглинки карбонатные	То же + кальцит
Покровные лёссовидные суглинки, некарбонатные	Кварц 70—90%, полевые шпаты 15—30%, слюды 1—2% и др.
Сыртовые глины	Кварц 85—90%, полевые шпаты, карбонаты, монтмориллонит, каолинит и др.
Глины морские	Кварц, иллит, глауконит, кальцит, арагонит, галит
Лёссы	Кварц 60—90%, полевые шпаты 20—30%, карбонаты 20—30%, гидрослюды, монтмориллонит
Пески	Кварц 10—98%, полевые шпаты, слюды, роговые обманки и др.

Воднорастворимые минералы характерны для засоленных почв и соленосных осадочных пород. Большие скопления этих минералов в виде химических осадков чаще всего образуются в озерах и солончаках, в морских заливах в условиях жаркого сухого климата. Но иногда они встречаются и в почвах умеренного климата. Девонские, пермские и третичные осадочные породы содержат большие количества воднорастворимых минералов. Часто в этих породах присутствуют сплошные залежи чистых

солей. Выходы этих пород могут способствовать появлению воднорастворимых минералов в почве.

Отметим еще своеобразный минерал вивианит, фосфорнокислую закись железа — $Fe_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$. Этот минерал свойствен болотным осадкам и почвам и характеризуется яркой голубой или синей окраской. Вивианит, как и фосфаты кальция, отличается очень низкой растворимостью. Существует также малорастворимый карбонат железа—$FeCO_3$—сидерит, характерный для болотных условий и имеющий серовато-бурую окраску.

По минералогическому составу осадочные почвообразующие породы (табл. 45) глубоко отличаются от изверженных пород. Глинные минералы и особенно воднорастворимые минералы (мало и хорошо растворимые) — характерные компоненты осадочных пород, существенно влияющие на их роль в почвообразовании.

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО ПОЧВ[1]

Органическое вещество является важнейшей субстанцией почв, наличие и формы которой в наибольшей степени определяют почвенное плодородие и отличают почву от горных пород. Органическое вещество почвы привлекало внимание ученых еще со второй половины XVIII в. В трудах М. В. Ломоносова (1763) есть указание на происхождение почвы «от согнития животных и растущих тел со временем». Интерес к органическому веществу почвы поддерживался господствовавшей в то время гумусовой теорией питания растений, которая была наиболее полно развита Тэером (1809).

Первые серьезные успехи в изучении органического вещества почвы были достигнуты в XIX в. Шпренгелем (1826, 1837). Шпренгель доказал кислотную природу гуминовых соединений и предложил метод выделения гуминовых кислот, сохранивший известное значение и поныне. Шведский исследователь Берцеллиус (1839) предложил различать гумусовые вещества по растворимости в щелочах и кислотах. Им была установлена гумино-индифферентная форма почвенного гумуса, гуминовая кислота, растворимая в щелочных растворах, креновая и апокреновая кислоты, растворимые в воде. Исследования Берцеллиуса получили широкое развитие в последующем в работах Мульдера, русского химика Германа и др.

Середина XIX в. характеризуется господством теории минерального питания растений, основоположниками которой явились французский ученый Бусенго (1841) и немецкий исследователь Либих (1840). В это время начинает утверждаться представление о гумусовых веществах как о химически индивидуальных соединениях. Были широко распространены экспериментальные попытки получить гумусовые вещества чисто химическим путем, обрабатывая белки и углеводы кислотами, щелочами и т. д.

Конец XIX в. благодаря исследованиям ван Бемелена (1888) отмечен развитием коллоидно-химических представлений о гумусовых веществах. Грандо предложил концепцию органо-минерального питания растений (1872). К концу же XIX в. происходит наиболее важное событие в истории исследований почвенного органического вещества: оформляется новое, биологическое направление химии почвенного гумуса. Это направле-

[1] Раздел написан доцентом Л. А. Гришиной и В. А. Ковдой.

ние было связано с блестящими открытиями Пастера. Исследованиями Дарвина (1882), Костычева (1886, 1889), Раманна (1888) были установлены новые факты, свидетельствующие о том, что почвенное органическое вещество является продуктом жизнедеятельности животных и растительных организмов, и в особенности почвенных микроорганизмов.

К началу XX столетия сложились две группы взглядов на природу почвенного гумуса. Одни исследователи утверждали специфическую природу гумусовых соединений, другие рассматривали гумус как совокупность веществ индивидуальной природы, выделенных из почвы растворами щелочей. К первой группе принадлежало большинство русских исследователей. Развитию взглядов второй группы способствовали исследования американцев Шрейнера и Шори (1908—1911), которые выделили из почвы и классифицировали большое количество веществ индивидуальной природы (белков, жиров, углеводов, органических кислот, аминокислот и др.).

Интересны работы в области органического вещества С. П. Кравкова (1906, 1908, 1911) и его ученика А. Г. Трусова (1914, 1916). Трусов полагал, что легкоусвояемые органические вещества — аминокислоты, сахара, клетчатка, органические кислоты — являются косвенным источником гумусовых веществ, так как предварительно превращаются в плазму микроорганизмов. Трудноусвояемые органические вещества — лигнин, дубильные вещества и вещества ароматической природы — являются прямым источником гумусовых веществ. Схема их превращения в гумусовые вещества следующая: гидролитический распад до простых соединений ароматической природы→окисление с образованием хинонов→→конденсация хинонов (при участии ферментов-оксидаз)→превращение их в темноокрашенные сложные гумусовые продукты.

Из исследований XX в. следует отметить работы крупного шведского ученого С. Одена (1912, 1914, 1919). Оден изучал специфические органические вещества, однако не считал образование гумусовых соединений в почве биологическим процессом. Он разработал классификацию гуминовых веществ, в которой выделил, как и предшествующие исследователи, группу гумусового угля и гумусовых кислот и в отличие от предшественников группу гиматомелановой кислоты и группу фульвокислот. Оден считал, что вещества группы фульвокислот аналогичны креновой и апокреновой кислотам Берцелиуса.

Нужно отметить также исследования Майарда (1912, 1917), изучавшего темноокрашенные гумусоподобные продукты синтеза аминокислот с углеводами. А. А. Шмук (1924, 1930) установил коллоидальность гуминовых кислот, наличие в них карбоксильных и фенольных групп, присутствие конституционного азота и ароматическую природу гуминовых кислот. Различные гуминовые кислоты А. А. Шмук рассматривал как общую группу веществ, имеющих весьма сходное строение, что согласуется с современными представлениями.

Многое в учение о почвенном органическом веществе внесено В. Р. Вильямсом (1897, 1914, 1939). Образование гумуса Вильямсом рассматривается как процесс перемежающегося синтеза органического вещества в высших организмах и разложения его микроорганизмами после отмирания, что и ведет к гумусообразованию. Направленность биохимических процессов и особенности химизма почвенного гумуса, по Вильямсу, определяются типом биологических группировок зеленых и бесхлорофильных растений. Он различал с этой точки зрения три растительные формации.

1. Древесная растительность и связанные с ней грибы, актиномицеты, анаэробные бактерии; в этих условиях синтезируются по преимуществу креновые кислоты, ведущие к оподзоливанию почв.

2. Луговая травянистая растительность и ассоциирующие с ней анаэробные и аэробные микроорганизмы; в этих условиях синтезируется в основном ульминовая кислота (бурая гумусовая кислота), образующаяся при анаэробном режиме, главным образом в лугово-дерновых условиях.

3. Степная травянистая растительность и ассоциирующие с ней аэробные бактерии; в этих условиях синтезируются преимущественно соединения гуминовых кислот, характерные для степных почв.

Биологическая концепция гумусообразования, обязанная главным образом научному творчеству отечественных ученых, встречала известное сопротивление у сторонников чисто химических представлений, развиваемых исследователями химии угля и торфа (Фишер и Шрадер, 1921, 1922; Фукс, 1931, 1936). Эти ученые считали, что главным источником гуминовых кислот является лигнин растительных остатков, который, практически почти не изменяясь, входит в состав почвенного перегноя.

Концепция лигнинного генезиса почвенного гумуса в последующем получила особое развитие в трудах американского исследователя Ваксмана и его учеников. Ваксман полагал, что ядро гуминовой кислоты составляет лигнино-протеиновый комплекс, образующийся при взаимодействии лигнина растительных остатков и протеина микробной плазмы.

Советские исследователи почвенного органического вещества — И. В. Тюрин (1937), Ф. Ю. Гельцер (1940), М. М. Кононова (1951) и другие накопили большое количество данных, свидетельствующих о том, что специфическое органическое вещество почвы — гумус (перегной) является сложным и своеобразным продуктом биохимических реакций, протекающих в почвах, и обязан своим происхождением в весьма большой степени жизнедеятельности почвенных микроорганизмов.

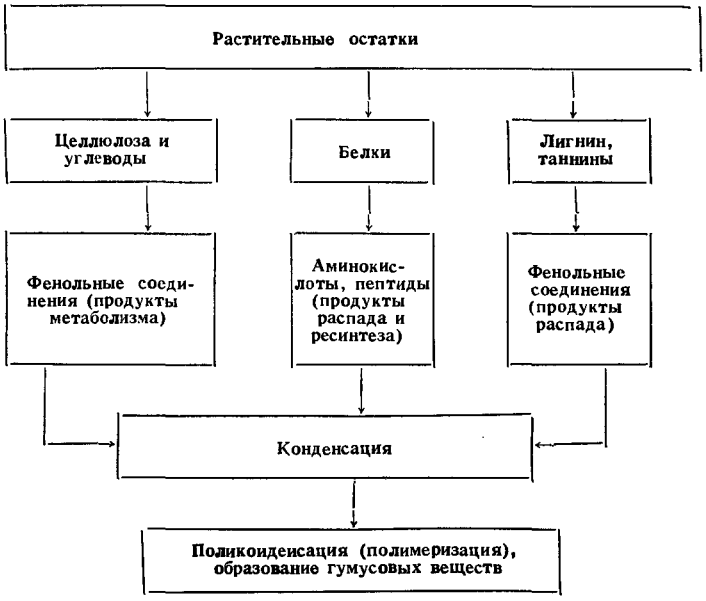
Впервые о полидисперсности гумусовых кислот сообщил В. В. Геммерлинг в 1921 г. на III Всероссийском съезде почвоведов. Геммерлинг связал степень дисперсности гуминовых кислот с окраской почв (наиболее грубодисперсные дают черную окраску, тонкодисперсные — светлую) и качеством структуры ряда типов почв.

В. В. Геммерлинг (1921, 1952), И. В. Тюрин (1937), С. С. Драгунов (1948) и Л. Н. Александрова (1949) заложили основы учения о гетерогенности и полидисперсности гуминовых кислот. В настоящее время с помощью применения новейших методов исследования подтверждено, что гуминовые кислоты полидисперсны по размерам частиц и гетерогенны по деталям строения макромолекулы.

И. В. Тюрин рассматривал гумусообразование как сочетание ряда противоречивых процессов. Растительные и животные остатки разлагаются под влиянием микроорганизмов, почвенных животных и абиотических факторов. Продукты разложения — соединения циклического характера — и синтезированная микроорганизмами плазма в результате окисления, полимеризации и уплотнения под влиянием кислорода воздуха, ферментов, катализаторов дают устойчивые гумусовые соединения.

Эти позиции разделяет М. М. Кононова (1951, 1963, 1967). Ею составлена приводимая ниже схема образования гумусовых веществ почвы. М. М. Кононова (1951) рассматривает гумусовые вещества как систему высокомолекулярных соединений, основой строения которой является наличие в молекуле многократно повторяющегося звена. Образование соединений такого типа происходит в результате реакций конденсации

Основные пути образования гумусовых веществ почвы
(Кононова, 1967)



и полимеризации. Кононова (1951) выяснила роль окислительных ферментов типа фенолоксидаз в образовании первичных соединений гумуса.

В опыте с разложением целлюлозы чистыми культурами миксобактерий была также конкретизирована роль полисахаридов в образовании гумусоподобных органических соединений (Кононова, 1949; Кононова, Александрова, 1949). При изучении темноокрашенных органических соединений, препаративно выделенных из синтетической среды, зараженной различными культурами, М. М. Кононова и И. В. Александрова (1956, 1958) установили образование гумусоподобных веществ из продуктов метаболизма и лизиса микроорганизмов. В составе гумусоподобных веществ обнаружены белки, аминокислоты и ароматические соединения (пирокатехин, протокатеховая кислота); по аминокислотному составу, содержанию С, О и N эти органические соединения можно рассматривать как начальные формы гумусовой кислоты и фульвокислот.

Главными «структурными единицами» гумуса являются ароматические соединения типа фенолов, аминокислот, пептидов, образующиеся при микробном разложении растительных и животных остатков и в результате метаболизма и ресинтеза микроорганизмами. В процессе окисления фенольных соединений в условиях биокатализа при участии фенолоксидаз образуются хиноны, способные к конденсации с аминокислотами и пептидами. Гуминовые кислоты — сложный продукт конденсации хинонов с азотсодержащими соединениями.

В 50—60-е годы XX столетия в связи с бурным развитием техники и внедрением новых методов исследования (спектроскопии, электронной микроскопии, хроматографии, рентгеноструктурного анализа) отмечается дальнейшая тенденция углубленного изучения химической природы, структуры и свойств гумусовых веществ. Появился целый ряд новых ги-

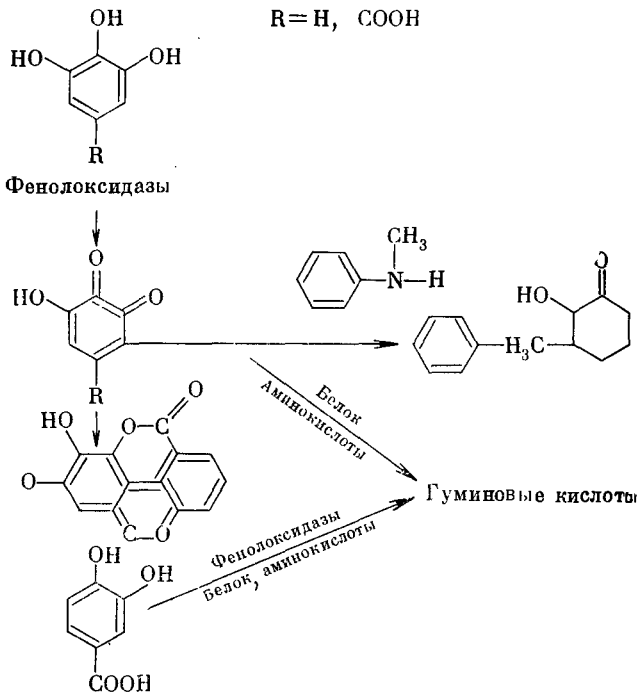


Рис. 55. Образование гуминовых кислот из полифенолов (Flaig, 1960)

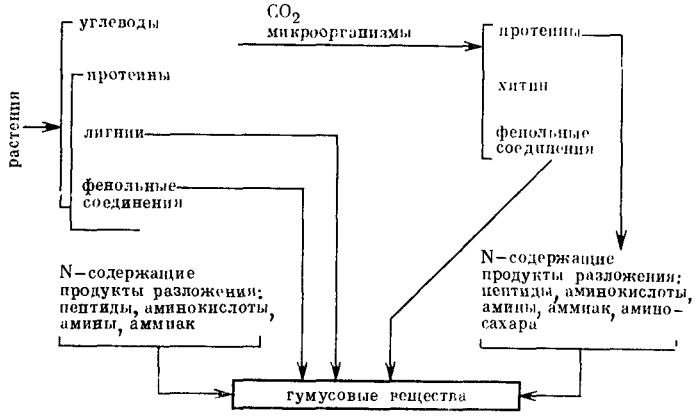


Рис. 56. Схема образования гумусовых веществ (Flaig, 1967).

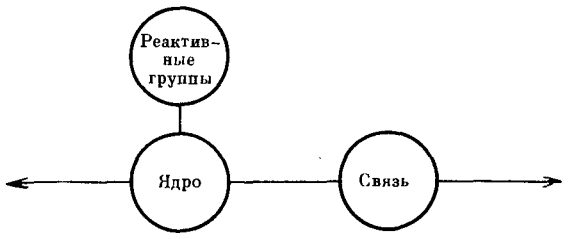


Рис. 57. Строение молекулы гуминовых кислот (Thiele, Kettner, 1953).

потез о происхождении и структурных элементах строения гумусовых веществ. Немецкий ученый Фляйг (1960) допускает возможность образования гумусоподобных веществ из органических фенолсодержащих соединений, растительных остатков и плазмы микроорганизмов, но склонен главным источником гумуса считать лигнин. Фляйг считает азот конституционной частью молекулы гуминовых кислот и полагает, что его присоединение к ароматическим соединениям может происходить на разных этапах многоступенчатого процесса гумусообразования (рис. 55 и 56).

Тиле и Кеттнер (1953) выдвинули представление о «макромолекуле» гуминовых кислот (рис. 57). По их представлениям, основу молекулы гуминовых кислот составляют специфические химические структуры, включенные в состав ядра, реактивные функциональные группы и мостики связи.

Ядро	Бензол, фуран, нафталин, антрацен, пиррол, индол, пиридин, тиофен, хинолин
Функциональные группы	—OH, —COOH, $=C=O$, $—NH_2$, $—CH_3$, $—SO_3H$, $—PO_3H_2$, $—OCH_3$.
Мостики связи	—O—, —NH—, $=N—$, —S—, $—CH_2—$

Эта гипотеза получила развитие в работах Шеффера и Ульриха (1960). Молекулу гуминовых кислот Шеффер и Ульрих рассматривают как полимер, состоящий из мономеров, в свою очередь построенных из микроструктурных единиц.

В настоящее время остается дискуссионным вопрос о компонентах системы гумусовых веществ. Немецкая школа исследователей (Шеффер и Ульрих) развивает концепцию единого, но искусственно расчлененного комплекса гуминовых веществ. Советские исследователи выделяют две основные группы гумусовых кислот — гуминовые и фульвокислоты, учитывая различие их свойств и роль в процессах почвообразования.

Усилиями многих исследователей, прежде всего советских ученых, к настоящему времени накоплен обширный материал по характеристике запасов, состава и свойств органического вещества различных типов почв. Глубокие исследования роли органических веществ в генезисе ряда типов почв принадлежат В. В. Пономаревой (1964) и С. И. Кауричеву (1958, 1960).

В органическом веществе почв различают вещества неспецифической природы, которые представлены соединениями известных в органической химии классов (белки, жиры, углеводы, воска, смолы, органические кислоты и др.), и специфической природы (собственно гумусовые вещества — гуминовая кислота, фульвокислота, гумин). Вещества неспецифической природы составляют 10—15% общего содержания органических веществ, 85—90% приходится на долю специфических веществ.

ОРГАНИЧЕСКИЕ ВЕЩЕСТВА ПОЧВЫ НЕСПЕЦИФИЧЕСКОЙ (ИНДИВИДУАЛЬНОЙ) ПРИРОДЫ

Любая целинная или культурная почва заселена громадным количеством высших и низших организмов, ткани которых представляют собой разнообразные по объему, форме и химическому составу органические вещества. Необходимо различать при этом органическое вещество живущих растений (корни, корневища, стебли), животных, насекомых, грибов, микроорганизмов, органические остатки отмерших растений и животных, прижизненные продукты, выделяемые животными и расти-

Таблица 46

Запасы гумуса, азота, фосфора и органических форм серы в почвах СССР, *т/га* (Кононова, 1963)*

Почва	Гумус и орг. С в слое (Тюрин, 1949)		Азот в слое (Тюрин, 1949)		P_2O_5 в пахотном слое (Хейфец, 1950)		SO_3 орг. в пахотном слое
	0—20 *см*	0—100 *см*	0—20 *см*	0—100 *см*	минеральный	органический	
Подзолистая	53** / 31	99 / 62	3,2	6,6	1,27—1,44	0,56—0,63	0,34—0,78
Лесостепная оподзоленная	109 / 63	215 / 134	6,0	12,0	1,72	1,32	0,55
Чернозем выщелоченный	192 / 111	549 / 321	9,4	26,5	—	—	0,69
Чернозем мощный	224 / 130	709 / 437	11,3	35,8	2,87	1,56	—
Чернозем обыкновенный	137 / 79	426 / 257	7,0	24,0	—	—	0,50
Темно-каштановая	99 / 57	229 / 150	5,6	—	2,09	0,63	1,1
Серозем	37 / 21	82 / 43	2,5	7,5	1,68—1,91	0,30	1,0
Краснозем	153 / 89	282 / 172	4,7	10,5	—	—	—

* Прочерк обозначает отсутствие данных.

** В числителе—запасы гумуса, в знаменателе—запасы органического углерода.

Таблица 47

Негуминовые вещества и их элементарный состав, %

Компоненты	Химическая формула	C	H	O	N	S	P
Лигнин	$C_{10}H_{11}O_3$	62—69	5—6	26—33			
Углеводы							
целлюлоза	$(C_6H_{10}O_5)_x$	44,4	6	49			
полисахариды (пентозаны)	$(C_5H_8O_4)_n$	45	6	48			
Протеины (белки)		50—55	7	20	15—19	0,3—2,4	0—0,8
Битумы, жиры, воска, смолы		80—85	10	3—18			

тельными организмами, а также микроорганизмами. Вся эта масса органического вещества является по существу первоисточником для последующего гумусообразования. В табл. 46 и 47 приводятся осредненные данные запасов гумуса и связанных с ним биофильных веществ в почвах. Среди веществ неспецифической природы выделяют обычно следующие группы.

Белковые вещества (протеины). Белковые вещества содержатся в растительных остатках в количестве от 0,6 до 15%. В тканях грибов и

бактерий содержание белков возрастает до 50—80%. В элементарном составе белков кроме углерода, водорода и кислорода содержится азот (около 16%), сера (0,3—2,4%), фосфор (до 0,8). При гидролизе белковых веществ образуются так называемые аминокислоты, т. е. азотистые органические соединения, содержащие амидную группу NH_2 и карбоксильную группу COOH. Аминокислоты являются непременным компонентом гумусообразования.

Углеводы — органические вещества, преобладающие в тканях всех растений. Углеводы и близкие к ним вещества составляют в тканях различных растений от 10 до 50%. Бóльшая часть углеводов представлена клетчаткой $(C_6H_{10}O_5)_x$, а также крахмалом $(C_6H_{10}O_5)_x$ и различными сахарами [моносахариды $(C_6H_{12}O_6)$ и полисахариды $(C_{12}H_{22}O_{11})$]. Углеводы сравнительно легко и быстро разлагаются микроорганизмами, являясь одним из важнейших источников энергии для них.

Жиры. Жиры и близкие к ним вещества обладают бóльшим запасом энергии, чем углеводы. Их содержание в тканях растений колеблется от 1—3 до 20—30%. Больше всего эти вещества аккумулируются в семенах и плодах растений.

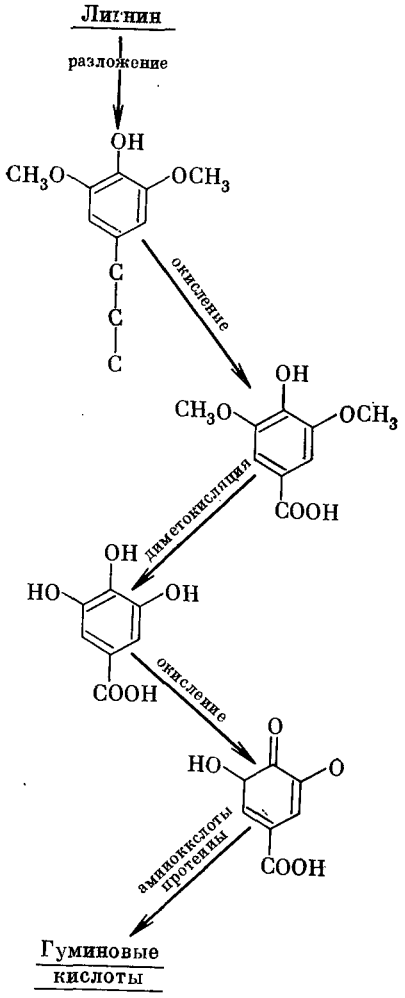


Рис. 58. Схема образования гуминовых кислот из лигнина (Flaig, 1964).

Лигнин представляет собой особо прочное органическое вещество, участвующее в формировании одревеснев-ших клеток растения. Содержание лигнина в тканях растения колеблется от 10 до 30%. Лигнин отличается исключительно высокой стойкостью против растворителей и принадлежит к группе $(C_6C_3)_x$-соединений. Молекула лигнина построена из разнообразных C_9-единиц. Большей частью эти структурные единицы соединены С—С-связью. Для лигнина характерно наличие так называемых метаксильных групп (—OCH_3). Лигнин имеет характерное ароматическое строение. Стойкость лигнина против разложения и его ароматическое строение дали основание ряду исследователей считать лигнин основным компонентом почвенного гумуса, унаследуемым при разложении растительного органического вещества без существенных изменений.

Одна из последних гипотез образования гуминовых кислот из лигнина предложена Фляйгом. Соответствующая схема образования гуминовых кислот из лигнина показана на рис. 58.

Воска — это эфиры ненасыщенных карбоновых кислот с высшими одноатомными спиртами в смеси со свободными кислотами и часто углеводами.

Смолы — смесь более ста различных соединений ароматического характера. Воска и смолы являются непременными компонентами органического вещества почв и в различных типах почв составляют от 2 до 14% органического вещества.

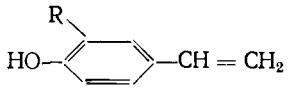
Органические кислоты. Установлено образование и накопление в почве разнообразных низкомолекулярных органических кислот: щавелевой [$(COOH_2)$], янтарной [$(COOHCH_2)_2$], муравьиной (HCOOH), уксусной (CH_3COOH), лимонной ($C_6H_8O_7$), бензойной (C_6H_5COOH) и др. Эти кислоты являются продуктами жизнедеятельности растений и низших организмов.

К продуктам ресинтеза и метаболизма микроорганизмов относятся ароматические оксикарбоновые кислоты (протокатеховая, феруловая, ванилиновая, кумаровая, кофейная). Финкл (1965), выдвинувший биохимическую гипотезу образования гуминовых кислот, открыл явление продуцирования гидрооксиполистиронов при бактериальном декарбоксилировании ряда оксикарбоновых кислот. Он полагает, что в дальнейшем, при окислении, полимеризации и сополимеризации гидрооксиполистиронов, формируются гуминовые кислоты:



R = H, OH; OCH_3

Структурная формула оксикарбоновых кислот



Структурная формула гидрооксиполистиронов

Дубильные вещества — разнообразные соединения, являющиеся производными многоатомных фенолов. Дубильные вещества образуют с белками и аминокислотами прочные соединения. Содержание дубильных веществ в растениях колеблется от 5 до 25%, особенно много их в коре древесных растений. Дубильным веществам приписывается существенная роль в гумусообразовании.

Зольные вещества. В составе ткани растений и животных обычно присутствуют в значительных количествах зольные вещества. Содержание золы у растительных организмов колеблется от 2—3 до 50—52%. Наибольшие величины зольности характерны для галофитных растений. В золе констатировано присутствие не менее 60 элементов.

В конституционную часть молекулы специфических органических кислот входят C, H, O, N, возможно P и S. Остальные элементы входят в состав золы в качестве примесей. В золе органических веществ обнаружены все те элементы, которые входят в состав растений, причем содержание золы в специфических веществах может составлять от следов до 50% (в среднем 2—10%).

Рассмотренные группы органических веществ неспецифической природы далеко не исчерпывают всего их разнообразия. Ежегодно в про-

цессе вегетации высших и низших растений, а также развития животного населения почвы образуются свежие порции неспецифического органического вещества в почве, которое, поступая в почвенную толщу, служит материалом для процессов гумусообразования, источником почвенного гумуса.

В последние годы интерес к неспецифическим органическим веществам значительно возрос. Легкоподвижные вещества, особенно кислотной природы, играют активную роль в процессах почвообразования, способствуя перемещению по профилю многих минеральных компонентов.

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО ПОЧВ СПЕЦИФИЧЕСКОЙ ПРИРОДЫ

Гуминовые кислоты. Гуминовые кислоты представляют собой гетерогенную и полидисперсную группу высокомолекулярных азотсодержащих оксикислот с единым принципом строения, но отличающихся деталями. Элементный состав конституционной части молекулы гуминовых кислот составляет (в %): С 50—62, Н 2,8—6,6, О 31—40, N 2,0—6,0 (Александрова, 1955).

Д. С. Орлов (1970) провел вариационно-статистический анализ (в весовых процентах) элементного состава гуминовых кислот и установил наличие их закономерного непрерывного зонального ряда. Однако остался открытым вопрос, связаны ли зональные изменения состава с существованием непрерывного ряда постепенно меняющихся соединений или с различным соотношением в отдельных почвах гуминовых кислот двух или более типов.

Орлов подчеркивает, что весовой процентный состав не дает правильного представления ни о роли отдельных элементов в построении вещества, ни о тех изменениях, которые происходят с гумусовыми веществами в ходе почвообразования. Он предлагает выражать элементный состав в атомных долях или в атомных процентах. Но в этом случае не получается такого стройного зонального ряда последовательности гуминовых кислот.

Таблица 48

Средний элементарный состав гуминовых кислот в атомных процентах (Орлов, 1970)

Почвы	C	H	O	N	H/C	O/C	C/N
Дерново-подзолистые, подзолы	37,5	39,8	20,3	2,4	1,06	0,54	15,6
Бурые лесные, буроземы	37,4	42,2	17,9	2,5	1,13	0,48	14,9
Серые лесные	38,1	40,3	19,2	2,4	1,06	0,50	15,9
Черноземы	42,5	35,2	19,9	2,4	0,83	0,47	17,7
Каштановые	37,7	42,1	17,4	2,8	1,12	0,46	13,5
Сероземы	39,0	40,1	18,1	2,8	1,03	0,46	13,9
Красноземы, красноцветные	42,1	33,4	21,8	2,7	0,79	0,52	15,6
Горно-луговые	42,7	32,0	22,3	3,0	0,75	0,52	14,2
Пойменные луговые	41,1	36,4	20,2	2,3	0,89	0,49	17,9
Темноцветные, рендзины	37,4	41,5	19,8	2,2	1,11	0,53	17,0
Гумусово-аллофановые, пепловые	42,5	36,7	19,1	1,7	0,86	0,45	25,0

Углерод в атомных процентах подчеркивает дифференциацию всех гуминовых кислот на две большие группы. В первую группу входят гуминовые кислоты с атомным количеством углерода 40—42% (табл. 48). Вторую группу составляют кислоты с атомным количеством углерода 37—38%. Орлов делает заключение, что сопоставление весовых и атомных процентов углерода позволяет думать, что гуминовые кислоты могут обладать двумя типами углеродного скелета, тогда как непрерывный весовой ряд отражает изменения в степени окисленности веществ и соотношения кислородных и водородных атомов. Орлов на основе сравнительного анализа элементного состава гуминовых кислот из растительных остатков и почв отмечает нарастание степени окисления гуминовых кислот в процессе гумификации.

Таким образом, непостоянство элементного состава гуминовых кислот обусловливается их гетерогенностью, условиями и возрастом их образования. Данные элементного состава говорят также о степени ароматизации молекул органического вещества. В основе структурного строения гуминовых кислот лежит ароматическое ядро. Ядро составляют ароматические и гетероциклические кольца типа бензола, фурана, пиридина, конденсированные кольца типа нафталина, антрацена, индола, хинолина. Эти ароматические кольца соединены непосредственно через углерод (—С—С—) или мостиками (—О—, —N—, —Н—, —CH_2—) в рыхлую сетку. Степень конденсированности, уплотненности сеток углерода меняется в процессе гумификации; она возрастает по мере зрелости и оказывает существенное влияние на подвижность гуминовых кислот. С возрастанием конденсированности ядра гуминовых кислот уменьшается их подвижность.

Периферию молекул гуминовых кислот составляют цепи боковых радикалов неароматического строения (алифатические цепи). Степень их выраженности находится в обратной зависимости от конденсированности ядра молекул гуминовых кислот. Рыхлое «губчатое» строение молекул гуминовых кислот, наличие множества пор обусловливают их способность к набуханию и адсорбции. Интересно, что ядро этих молекул обладает гидрофобными свойствами, периферические цепочки — гидрофильными. Степень выраженности этих частей молекул обусловливает гидрофильность или гидрофобность гуминовых кислот.

Конституционной частью молекулы гуминовых кислот являются также функциональные группы: карбоксильные, фенол-гидроксильные, метаксильные, амидные, карбонильные. Кислотные свойства, емкость поглощения, растворимость и способность образовывать органо-минеральные соединения обусловлены наличием этих функциональных групп в молекулах гуминовых кислот. Сведения об их составе и количестве разноречивы. Кислотные свойства определяют карбоксильные группы и фенольные гидроксилы; они обязательны в молекуле; водород их способен к замещению. Имеются данные о присутствии в составе молекулы спиртовых гидроокислов и метаксильных групп. Л. Н. Александрова полагает, что количество метаксильных групп зависит от степени гумификации и состава исходных растительных остатков и что они являются остаточными в макромолекуле гуминовых кислот. Свободные аминогруппы в составе молекул гуминовых кислот не обнаружены. Рентгенографические исследования показали, что гуминовые кислоты имеют аморфное строение. Емкость поглощения их 350—500 *мг-экв*/100 *г*.

Вопрос о форме и размерах молекулы гуминовых кислот до настоящего времени остается дискуссионным. С. С. Драгунов (1948) предло-

жил схему строения молекулы гуминовой кислоты, согласно которой она имеет вытянутую линейную форму. Золотаревская (1951), Фляйг и Бойтельспахер (1952, 1954), Кухаренко (1953, 1955) с помощью электронного микроскопа наблюдали, что молекула гуминовых кислот имеет сферическую форму с диаметром от 30 до 80 Å в диспергированном состоянии. Орлов (1965) полагает, что молекулы гуминовых кислот при диспергации (pH 11—12) имеют дискообразную форму с эффективным диаметром 60—85 Å. При изменении реакции среды сферические частицы ассоциируют в агрегаты, подобные кистям винограда.

Нет единого мнения и о молекулярном весе гуминовых кислот. Разными методами получены значения молекулярного веса от 400 до 100 000. Эти величины подразделяются на две группы: средние значения в первой группе от 800 до 1500, во второй — от 5000 до 30 000. Колебания в весе обусловлены степенью дезагрегации макромолекул: фракции гуминовых кислот не являются гомогенными, и колебания в весе часто обусловлены методом выделения объекта исследования и методами определения молекулярного веса. И. С. Кауричев с сотрудниками методом непрерывного электрофореза выделил 15 фракций из гуминовых кислот. Исчерпывающее фракционирование может быть «бесконечным» (до одной молекулы).

Гуминовые кислоты разных типов почв имеют отличия в элементном составе и деталях строения, а следовательно, и в свойствах. В ряду почв от подзолистых к черноземам отмечено возрастание содержания углерода в элементном составе и отношения C : H и уменьшение этих величин при переходе к каштановым почвам и сероземам (Тищенко, Рыдалевская, 1936). В гуминовых кислотах черноземов атомы углерода играют наибольшую роль в построении молекулы, т. е. возрастает доля циклически полимеризованного углерода и снижается доля боковых алифатических цепей. Соответственно изменению состава и строения молекул гуминовых кислот от подзолистых почв к черноземам возрастают оптическая плотность, гидрофобность, инертность гумусовых кислот; уменьшаются растворимость и склонность гуминовых кислот к пептизации, устойчивость к действию электролитов, способность к образованию внутрикомплексных соединений с поливалентными катионами.

Фульвокислоты. Термин «фульвокислоты» был введен Свен-Оденом 1919). Он объединил под этим названием креновые и апокреновые кислоты Берцеллиуса и кислые растворы после осаждения гуминовых кислот. В настоящее время нет единства взглядов на содержание этого термина. Многие склонны относить к фульвокислотам фракции органических веществ, не осаждаемых кислотами. Но в эти фракции помимо высокомолекулярных соединений специфической природы попадают вещества индивидуальной, неспецифической природы.

Советские исследователи (И. В. Тюрин, М. М. Кононова, В. В. Пономарева, Л. И. Александрова) фульвокислотами считают гетерогенные и полидисперсные высокомолекулярные соединения, имеющие тип строения молекул, аналогичный типу гуминовых кислот, но отличающиеся соотношением в молекуле ядра и периферических частей. Отличительной чертой фульвокислот является их высокая мобильность. Отсюда их особое, специфическое значение в почвообразовании. Эту точку зрения разделяют и многие японские почвоведы (Харада, Кобо, Татсукава).

Тюрин и Кононова считают возможным рассматривать фульвокислоты как начальные формы гуминовых кислот либо как продукты деструкции последних. Немецкая школа исследователей (Шеффер и Ульрих)

рассматривает фульвокислоты как группу гуминовых кислот, искусственно отщепляемую в процессе выделения. Однако работами В. В. Пономаревой (1964) показана возможность самостоятельного существования фульвокислот, особенно в иллювиальных и нижних горизонтах, где они, как правило, относительно накапливаются.

Д. С. Орлов отмечает, что фульвокислоты различных типов почв не имеют достоверных отличий в элементном составе, они содержат 30—33% углерода (в атомных процентах). Главные отличия фульвокислот от гуминовых кислот сводятся, таким образом, к повышению роли кислородных атомов за счет снижения количества углерода. Фульвокислоты также отличаются более низким отношением C : H (табл. 49).

Таблица 49

Средний элементный состав фульвокислот в атомных процентах и степень окисленности (ω)

(по Д. С. Орлову)

Почвы	C	H	O	N	H/C	O/C	C/N	ω
Подзолистые и дерновоподзолистые	33,4	39,3	25,3	2,0	1,18	0,76	16,6	+0,34
Бурые лесные, буроземы	30,8	40,9	26,1	2,2	1,33	0,85	13,9	+0,36
Серые лесные	31,9	40,9	25,3	1,9	1,28	0,79	17,0	+0,32
Черноземы, каштановые	30,9	40,6	26,3	2,2	1,31	0,85	14,3	+0,34
Сероземы	29,4	41,7	26,7	2,2	1,42	0,91	13,3	+0,38
Коричневые	32,2	34,9	30,9	2,0	1,08	0,96	16,3	+0,73
Красноземы, красноцветные	36,6	33,4	27,9	2,1	0,91	0,76	17,6	+0,65
Горно-луговые	30,2	42,1	25,4	2,3	1,39	0,84	13,2	+0,28
Луговые пойменные	31,9	41,2	24,4	2,5	1,27	0,79	12,8	+0,30
Темноцветные, рендзины	32,9	39,4	26,0	1,7	1,20	0,79	18,8	+0,67
Гумусово-аллофановые	36,0	37,9	34,7	1,4	1,05	0,68	25,5	+0,32

В составе молекул фульвокислот содержится (в вес. %): C 40—52; H 4—6; O 40—48; N 2—6. Данные элементного состава свидетельствуют о более слабо выраженной ароматической структуре, чем в гуминовых кислотах. По типу структурного строения они аналогичны гуминовым кислотам. Однако фульвокислоты имеют менее конденсированное ароматическое ядро и бóльший удельный вес периферических алифатических цепей.

Качественный состав функциональных групп тот же, что и у гуминовых кислот, но количество фенолгидроксильных и метаксильных групп в молекулах фульвокислот больше, чем в гуминовых кислотах. При этом емкость поглощения у фульвокислот составляет 200—670 *мг-экв* на 100 *г* кислоты, возрастая при подщелачивании среды, тогда как емкость поглощения гуминовых кислот при этих же условиях измеряется величиной от 180 до 500 *мг-экв* на 100 *г* гуминовой кислоты.

Вес молекул фульвокислот и форма их макромолекул не изучены. Фульвокислоты отличаются от гуминовых кислот более светлой окраской, меньшей оптической плотностью, большей миграционной способностью, большей устойчивостью к электролитам. К тому же фульвокислоты различных типов почв не имеют существенных различий в строении

Таблица 50

Состав фульвокислот различного происхождения

Почва	C	H	O	N	Емкость поглощения, *мг-экв* на 100 *г* вещества
	весовые %				
Чернозем	44,35	5,94	44,20	5,52	324
Подзолистая	44,82	5,77	43,66	5,75	318
Гумус-иллювиальный горизонт подзолистой почвы	45,3	5,0	48,6	1,1	300

молекул и свойствах. Их отличает большее однообразие и однотипность (табл. 50). По оптической плотности и ряду других свойств они очень близки гуминовым кислотам из подзолистых почв.

М. М. Кононова предполагает возможность «смыкания» гуминовых кислот с фульвокислотами, рассматривая фульвокислоты как первую стадию образования гуминовых кислот. Л. Н. Александрова высказала гипотезу об одновременности образования системы гумусовых веществ на первых этапах почвообразования, в составе которых преобладают «гуминовые» кислоты. При взаимодействии с почвой происходит закрепление и дальнейшая гумификация этой малоподвижной части, вплоть до образования гуминовых кислот, остальная масса остается подвижной, мигрирует по профилю и играет важную роль в почвообразовании.

Д. С. Орлов (1969) при диагностике гумусовых кислот предлагает рассматривать сочетание пяти важнейших признаков.

1. Содержание углерода в пределах 46—61% для гуминовых кислот и 36—44% для фульвокислот, при обязательном содержании азота от 3 до 6%.

2. Обязательное присутствие не окисляемого щелочным раствором перманганата калия бензол-(пиридин)-карбоновых кислот; характерная особенность этих продуктов — наличие в них 3—6% азота, условно называемого гетероциклическим.

3. Наличие «негидролизуемого» или гуминового азота в количестве 25—55% от общего, часть которого представлена упомянутым выше гетероциклическим азотом.

4. Характер электронных спектров поглощения при значениях $E^{0,001\%}_{1\ см\ 465\ нм}$ порядка 0,01—0,1.

5. Характер инфракрасных спектров поглощения в интервале от 2 до 10 *мк* (табл. 51).

Эти признаки могут быть положены в основу классификации гумусовых кислот.

Гумин — органические вещества, наиболее прочно связанные с минеральной частью почвы, не извлекаемые многократной обработкой щелочью из декальцинированной почвы. Шпренгель полагал, что эти вещества по своим свойствам занимают промежуточное положение между гуминовыми кислотами и углем, и назвал их «гумусовым углем». Позднее Берцелиус заменил этот термин на «гумин».

И. В. Тюрин и Е. Л. Гуткина, Д. Хан, Н. Г. Зырин изучали состав и свойства гуминов. Они показали, что гумин по свойствам близок к гуминовым кислотам. Возможно, трудная растворимость гумина определяется прочностью его связи с минеральной частью почвы.

Таблица 51

Вероятные границы колебаний состава и свойств гумусовых кислот (P=0,95)
(Орлов, 1969)

Показатели	Гуминовые кислоты			Фульвокислоты трех типов почв
	чернозема	серозема	дерново-подзолистой почвы	
C, %	55—61	49—58	46—53	36—44
N, %	3,6—4,5	3,9—5,7	3,3—6,0	3,0—4,4
$E^{0,001\%}_{1\ см\ 465\ нм}$	0,097—0,119	0,058—0,12	0,041—0,057	0,007—0,015
Бензолкарбоновые кислоты, %	7—26	8—15	6—7	3—6
Негидролизуемый азот, % от общего				
всего	43—63	31—47	26—44	22—30
гетероциклический	10—35	7—12	0—11	0—5

А. А. Шмук (1930) рассматривал гумин как компонент, особенно устойчивый против разрушения. Чешский ученый Наймр (1960) нашел в составе гуминов обуглившиеся растительные остатки. М. М. Кононова установила, что гумин в сероземах представлен меланинами (остатками плазмы микроорганизмов). Разноречивые сведения говорят о недостаточной изученности природы гумина.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА С МИНЕРАЛЬНОЙ ЧАСТЬЮ ПОЧВЫ

Характер взаимодействия органического вещества с минеральной частью почвы определяет многие почвенные процессы. Процессы взаимодействия органических веществ с минеральной частью почвы сложны, и сущность их вскрыта еще недостаточно.

И. В. Тюрин наметил следующие возможные формы связей гумусовых веществ (табл. 52).

1. Гумусовые вещества в свободном или почти свободном состоянии.
2. Гумусовые вещества в форме гуматов сильных оснований: а) с Ca и отчасти с Mg, б) с Na (и Mg).
3. Гумусовые вещества в форме гуматов и смешанных гелей с гидроокисью алюминия и железа.
4. Гумусовые вещества в форме комплексных органо-минеральных соединений (с Al, Fe, P, S).
5. Гумусовые вещества, прочно связанные с глиной (аргилло-гумины).

О формах связи между кристаллической решеткой глинистых минералов и гумусовыми веществами единого мнения нет. Некоторые исследователи (Антипов-Каратаев, 1948; Тюлин, 1946; Хан, 1946, 1950) допускают возможность образования глино-гумусовых комплексов с участием «мостика» из обменных катионов Ca, Mg, Al. Исследования последних лет (Александрова, 1954; Александрова и Надь, 1958) показали, что взаимодействие гумусовых веществ с этими катионами всегда является обменной реакцией между водородом функциональных групп гумусовых

веществ и обменными катионами кристаллической решетки глинистых минералов. В результате этой реакции всегда образуется соответствующий гумат или фульват, который не связан с кристаллической решеткой минерала и находится в состоянии равновесного обмена с обменными катионами глинистого минерала (Александрова, 1962).

Вторая группа гипотез предусматривает возможность непосредственной химической связи между кристаллической решеткой глинного минерала и гумусовыми веществами.

Экспериментальные работы (Александрова, 1954; Антипов-Каратаев и др., 1948; Тюлин, 1946) свидетельствуют об обязательном участии полуторaокисей, которые являются своеобразным мостиком между гумусовыми веществами и кристаллической решеткой глинных минералов. Природа этих мостиков и формы связи полуторaокисей с кристаллической решеткой глинных минералов и гумусовыми веществами изучены еще недостаточно. Считают, что эти мостики представлены комплексными алюмо- и железо-гумусовыми соединениями, образующимися при взаимодействии гумусовых веществ с несиликатными формами полуторaокисей. Их закрепление на поверхности частиц глинных минералов является процессом склеивания за счет межмолекулярных форм связи при дегидратации. Прочность связи этих мостиков с глинными минералами зависит не только от степени дегидратации, но и от относительного содержания полуторaокисей в них.

Основными фазами процесса закрепления гуминовой кислоты, по мнению Л. Н. Александровой (1954), являются: а) образование нерастворимых в воде форм гуминовых кислот, гуматов, железо- и алюмо-гуминовых соединений на поверхности твердых частиц; б) склеивание образующихся органических и органо-минеральных пленок с поверхностью твердых частиц почвы.

Появляющиеся на поверхности твердых частиц почвы нерастворимые гуматы, алюмо- и железо-гуминовые гели сохраняют на некоторое время высокую степень подвижности и не связаны прочно с твердыми частица-

Таблица 52

Приблизительное распределение гумусовых кислот по формам связи, % к общему содержанию гумуса в слое 0—20 *см*

(Тюрин, 1949)

Почвы	Гуминовые кислоты			Фульвокислоты		
	растворимые непосредственно в NaOH	связанные с Ca	связанные с R_2O_3	растворимые непосредственно в кислотах	растворимые непосредственно в NaOH	связанные с гуминовой кислотой
Подзолистые (и дерново-подзолистые) северной лесной зоны	16—5	0—6	4—10	6—4	20—10	14—23
Серые слабооподзоленные лесостепной зоны	6	12	7	3	19	18
Мощные черноземы	0—2	23	13	2	14	17
Обыкновенные черноземы	0—2	22	10	3	9	16
Солонец каштановой зоны	8	10	5	6	16	16
Сероземы	0	9	12	8	5	19
Красноземы	12	1	2	14	24	4

ми. Прочное закрепление их происходит постепенно, в процессе дегидратации пленки на поверхности твердых частиц.

Изучая реакции взаимодействия фульвокислот с гидроокисями оснований, В. В. Пономарева (1949) пришла к выводу, что фульвокислоты не способны давать устойчивые соединения с Ca в условиях почвенной среды при значениях pH не выше 8,0. Она отмечает, что даже в сильнокарбонатных почвах нет условий для закрепления фульвокислот в форме апокренатов Ca и Mg; в этом отношении фульвокислоты представляют собой прямую противоположность гуминовым кислотам. В то время как возможность накопления и устойчивость гуминовых кислот связаны в природе с Ca, фульвокислоты не закрепляются последним, а их накопление зависит только от Al и в меньшей степени от Fe.

При изучении подзолов Кольского полуострова Пономарева показала, что формирование яркого иллювиального горизонта обязано здесь не коагулирующему влиянию Ca (обменный $Ca^{\cdot\cdot}$ почти отсутствует), а постепенному изменению в нисходящем направлении самого состава мигрирующей системы фульвокислоты+гидраты полуторных окислов, что приводит на известной глубине к переходу этой системы из золя в гель. Подвижное состояние системы в элювиальных горизонтах обязано широкому соотношению между фульвокислотами и гидратами полуторных окислов при кислой реакции раствора; выпадение системы в осадок связано с уменьшением этого соотношения и, следовательно, с понижением ее кислотности.

Исключительно высокая чувствительность золя Al к осаждающему действию фульвокислот хорошо совпадает с поведением алюминия в природе, который, как известно, очень слабо вымывается из профиля подзолистых почв в отличие от Fe. Однако известно, что миграция Al происходит в пределах профиля подзолистых почв, из горизонта A в горизонт B. Изучая это явление, Пономарева пришла к выводу, что миграционная способность гидратов полуторных окислов зависит не только от наличия в растворе определенного избытка фульвокислот, но и от степени разведения растворов. Если постепенно уменьшать не только отношение Al_2O_3 : ф. к., но и концентрацию Al_2O_3, то наступает момент, когда система компонентов переходит в подвижное состояние. Чем больше относительное содержание фульвокислот и разбавление растворов, тем более подвижна органо-минеральная система, и наоборот.

Опыты по изучению взаимодействия фульвокислот и минералов (Пономарева, 1950) показали, что фульвокислоты представляют собой энергичный природный растворитель минералов, о чем можно судить по сравнительно быстрой частичной нейтрализации раствора фульвокислот и по изменению внешнего вида минерала. Микроклин довольно устойчив к разлагающему действию фульвокислот, такие же минералы, как биотит, мусковит, нефелин, оливин, в сильной степени неустойчивы к действию фульвокислот. В. В. Пономарева считает, что взаимодействие фульвокислот с минералами нельзя представлять как простое растворение минералов; по-видимому, на известном этапе растворенные компоненты вступают во взаимодействие, причем образуются вторичные синтетические образования и раствор фульвокислот частично снова освобождается от оснований и взаимодействует со свежими минералами.

Песчаные и супесчаные породы представляют собой крупнопористые фильтрационные системы, через которые свободно проходят макромолекулы фульвокислот. В отличие от песков и супесей глинистые и суглинистые породы представляют собой тонкопористые фильтрационные

системы, непроницаемые для крупномолекулярных фракций фульвокислот.

По мнению Пономаревой, в подзолистых почвах на тяжелых породах происходит химическое разложение глинистых минералов, но агентами этого процесса являются настолько высокодисперсные фракции фульвокислот, что они не способны выпадать в осадок с полуторными окислами.

В глинистых подзолистых почвах емкость связывания фульвокислот с глинными минералами невелика. Природа связи тонкодисперсных фракций фульвокислот с глинными минералами почв остается недостаточно ясной. Стивенсон и Бремнер получили данные, показывающие, что до половины всего органического вещества нижних горизонтов глинистых почв находится внутри кристаллической решетки глинных минералов. Вхождение молекул тонкодисперсного органического вещества в кристаллическую решетку глинных минералов облегчается процессами набухания последних. Идею такого механизма связи фульвокислот с глинистыми минералами разделяет В. В. Пономарева (1964).

В настоящее время большой интерес представляют работы Х. В. Шарпенсила (1963, 1966). Его исследования взаимодействия монтмориллонита с гуминовой кислотой показали, что насыщение монтмориллонита ионами H, Na, K, Mg не оказывает положительного влияния на образование глино-гумусовых комплексов, при насыщении ионами NH_4, Al, Ca, Fe последние действуют в качестве мостиков. При этом наиболее эффективен при формировании комплекса $Fe^{...}$. В опытах с каолинитом мостиково-катионный механизм не имел такого значения.

На основании полученных данных Шарпенсил пришел к заключению, что различные количества органического вещества могут адсорбироваться глинными минералами; по крайней мере 0,5—5% гуминовой кислоты необратимо присоединяется к глинистой матрице. Закрепление гуминовых и фульвокислот минеральной частью почвы происходит путем: а) адсорбции на поверхности минеральной части почвы; б) образования нерастворимых гуматов и фульватов; в) образования сложных амфолитоидов склеиванием с коллоидами гидратов полуторных окислов; г) химической связи (через мостик или непосредственно) с минералами; д) проникновения линейных структур молекул в межпакетные пространства вторичных глинных минералов.

РОЛЬ ОРГАНИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВ ПОЧВЫ В ПИТАНИИ И РАЗВИТИИ РАСТЕНИЙ

Перегнойные вещества играют сложную и разнообразную роль в формировании и развитии почвенного плодородия, в росте и развитии растений. Ежегодный синтез свежего органического вещества в почвах и последующие фазы его разложения, ресинтеза и нового разложения, протекающих под воздействием микро- и макроорганизмов, систематически обновляют и пополняют запасы перегнойных веществ в почвах.

Населяющие почвы макро- и микроорганизмы черпают в почвенном органическом веществе необходимые для их существования энергию и минеральные соединения. Потребности сапрофитных грибов и бактерий почвы в энергетическом материале обеспечиваются также почвенным перегноем. Ежегодные циклические процессы синтеза и медленной минерализации свежих органических веществ и перегноя приводят к систематическому поступлению в почвенные растворы в форме доступных мине-

ральных соединений важнейших элементов питания растений: азота, фосфора, серы, калия, кальция, микроэлементов.

Жизнедеятельность растительных организмов, образование гумусовых веществ и их медленная минерализация приводят, таким образом, к постоянной мобилизации элементов минерального питания растений из почвообразующих пород в доступные для растений соединения, сосредоточенные в верхних горизонтах почв.

Тэйеровская концепция гумусового питания растений ныне почти не имеет сторонников, однако было бы большой ошибкой недооценивать роль специфических органических веществ в развитии растения. Изучение гумуса как источника физиологически активных соединений в почве связано с именами А. В. Благовещенского, М. М. Кононовой (СССР), Л. А. Христевой, С. Прата (Чехословакия), С. Гуминского (Польша), П. Декока (Шотландия), Р. Шаминада (Франция), В. Фляйга (ФРГ). Их работами показано, что ряд витаминов, органических кислот, полифенолы и хиноны обладают способностью стимулировать рост растений. Эти физиологически активные вещества содержатся в низкомолекулярной части органических соединений почвы. Механизм их воздействия на рост и развитие растений до настоящего времени не раскрыт. Высказаны гипотезы, что физиологически активные вещества оказывают влияние: а) на синтез нуклеиновых кислот и белков, б) на окислительное фосфорелирование.

Стимулирующий эффект физиологически активных веществ особенно заметен в раннюю фазу развития растений в неблагоприятных экологических условиях (высокая температура или избыточное увлажнение). Флайг высказал гипотезу, что наибольший эффект физиологически активные вещества оказывают в областях с крайними климатическими условиями (избыток увлажнения или избыток тепла). Эрнандо Фернандес полагает, что гумусовые кислоты влияют на рост и развитие растений в двух направлениях: хинонные и фенольные группы образуют восстановительную систему и влияют на респиративные процессы, а аминокислотная и белковая части молекулы гуминовой кислоты влияют на процессы синтеза (рис. 59).

Имеется также достаточное количество экспериментальных данных, свидетельствующих о том, что такие органические вещества, как масляная, муравьиная, уксусно-пропионовая, аспарагиновая кислоты или их производные, оказывают стимулирующее, активирующее воздействие на растение. Очевидно, это активирующее, стимулирующее воздействие органических кислот можно сравнить с влиянием витаминов, гормонов, катализаторов. Есть указания на то, что гели гуминовой кислоты оказывают заметное стимулирующее влияние на деятельность микроорганизмов, в частности фиксирующих азот. Малые дозы гумусовых кислот, вытяжки из разлагающегося навоза, листьев, гуматы натрия способствуют интенсивному корнеобразованию высших растений. Несомненно, что установленное вековой практикой земледелия высокоэффективное действие навоза, компостов, трав, органо-минеральных удобрений базируется не только на воздействии органических веществ как своеобразных форм комплексных удобрений, но и на стимулирующем влиянии свежих гуминовых веществ, образующихся при превращении органических удобрений в почве.

Наконец, надо особенно отметить положительное значение перегнойных веществ почвы в связи с образованием агрономически ценной, водоустойчивой структуры почв и благоприятных для растений водно-воз-

душных свойств. Образование в почвах черноземного и лугово-дернового типов гуматов кальция и железа, являющихся водоустойчивыми структурообразующими, клеющими веществами, обеспечивает развитие в этих почвах зернистой, пористой, водоустойчивой структуры, сообщающей почвам положительные агрономические качества.

Исследования последних лет (Бавер, 1969) показали, что наибольшая активность в структурообразовании свойственна прогумусовым веществам: полисахаридам, протеинам и лигниноподобным коллоидальным

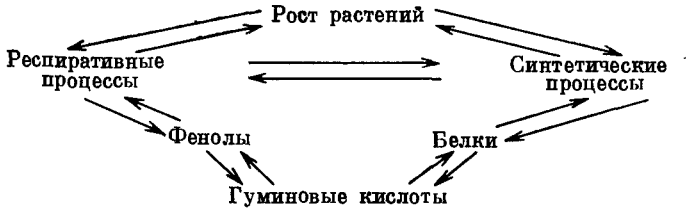


Рис. 59. Схема воздействия гуминовых кислот на растения (Fernandez, 1969)

соединениям. Воска, смолы и жиры не эффективны в процессе агрегации, но, пропитывая комочки, делают их гидрофобными и потому более устойчивыми. Эти вещества ухудшают в почвах условия смачивания, а следовательно, и условия капиллярного передвижения влаги. Благодаря структурообразованию и некоторому ослаблению явления смачивания и капиллярного передвижения влаги в богатых перегноем почвах создается более экономный водный режим вследствие некоторого снижения процессов испарения почвенной влаги.

Микроскопические исследования показали, что в структурных отдельностях гумус образует пленку вокруг микроагрегатов или точечные, локальные образования. Не следует, однако, забывать, что в кислых почвах формируются соединения фульвокислот, которые не обладают положительными качествами гуматов: они не являются ни структурообразователями, ни консерваторами питательных веществ, а также не способствуют ослаблению процессов испарения.

Наконец, известны случаи угнетающего действия органических веществ на культурные растения. Есть указание на то, что появление в почвах таких соединений, как ванилин, бензойная кислота и некоторые альдегиды, вызывает угнетение растения. Очевидно, некоторые из известных агрономической науке случаев почвоутомления (клевероутомление, льноутомление и др.) обязаны накоплению органических соединений типа токсинов или алкалоидов.

Оценивая роль органического вещества почв с точки зрения формирования почвенного плодородия и агрономической характеристики почв, следует особо подчеркнуть положительную роль свежего органического вещества и устойчивых соединений гуминовой кислоты в почвенных процессах.

СОДЕРЖАНИЕ И СОСТАВ ГУМУСА В ПОЧВАХ

Содержание гумусовых веществ в почвах является характерным генетическим и классификационным признаком для каждого из известных типов почв. Изменение содержания перегноя в почвах происходит крайне

медленно, являясь результатом не временных обстоятельств, а сложной и длительной предшествующей истории почвообразовательного процесса и взаимодействия почвы с внешней средой. Для каждого почвенного типа установлено определенное стабильное содержание гумуса в верхних горизонтах почвы и устойчивый тип распределения его запасов по профилю. Каждый тип почв вместе с тем характеризуется определенным качественным составом гумуса: соотношением гуминовых кислот и фульвокислот, строением их молекул и формами их органо-минеральных соединений (табл. 53).

Таблица 53

Особенности содержания и состава гумуса в верхнем горизонте почв
(Кононова, 1969)

Природная зона	Растительность	Почвы	Гумус, % от веса почвы	Отношение гк : фк	Подвижные формы гумусовых кислот*	E_4/E_6 гумусовых кислот
Тайга (северная часть зоны)	Хвойные виды с моховым покровом	Сильноподзолистые	2,5—3,0	0,6	100	5,5—5,0
Тайга (южная часть зоны)	Хвойные и лиственные виды с разнотравным покровом и мхами (на поверхности почвы)	Дерново-подзолистые	3—4	0,8	100	5—4,5
Широколиственный лес	Широколиственные (дубовые) леса	Серая лесиая	4—6	1,0	20—30	4,5—4
Лесостепь	Злаковая степь разнотравная	Мощный чернозем	9—10	1,7	20—15	4—3,5
Степь	Разнотравно-злаковая степь	Обыкновенный чернозем	7—8	2—2,5	10—15	3,5
Сухая степь, южная подзона	Artemisia-Stipa-Festuca sulcata Полынно-ковыльная —типчиковая злаково-полынная	Светло-каштановая	1,5—2,0	1,2—1,5	10	4—3,5
Полупустыня	Graminae—Artemisia Полупустынная	Бурые полупустынные	1—1,2	0,5—0,7	10	4,5
Влажный субтропический лес	Широколиственные субтропические леса	Краснозем	4—6 и выше	0,7—0,9	90—100	5,0
Тропический лес	Тропические леса	Ферраллитовые	4	0,3—0,4	100	5,0

* % от общего количества.

Для черноземных почв типично содержание гумуса в количестве 8—10% в верхнем горизонте и медленное, постепенное уменьшение в нижних горизонтах. Мощность гумусовых горизонтов в черноземных почвах составляет не менее 1—1,5 *м*, а в черноземах Украины и Кубани достигает иногда 2 *м* и больше.

Почвы пустынных степей — сероземы — содержат ничтожное количество гумуса —1—2%, резко уменьшаясь при переходе от верхних горизонтов почвы к нижним, при этом мощность гумусовых горизонтов в них не превышает 30—40 *см*. А в такырах — типичных почвах глинистых пустынь — гумус содержится лишь в верхнем корковом микрогоризонте в количестве 0,5—1%. Органическое вещество почв пустыни и полупустыни и по химическому составу резко отличается от органического

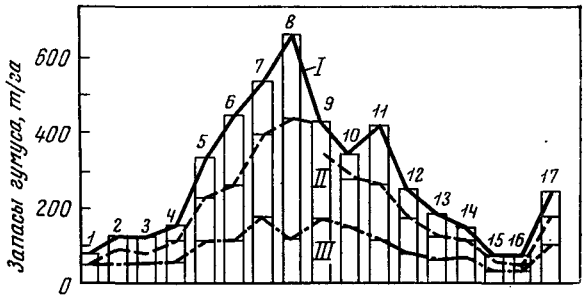


Рис. 60. Запасы гумуса в различных почвах (Хейфец, 1950)

I — в метровом слое;
II — в слое 50 *см*;
III — в слое 20 *см*.

Почвы:
1 — сильноподзолистые,
2 — среднеподзолистые,
3 — слабоподзолистые,
4 — серые лесные,
5 — темно-серые лесные.

Черноземы:
6 — оподзоленные,
7 — выщелоченные,
8 — мощные,
9 — обыкновенные,
10 — южные,
11 — западнопредкавказские;
12 — темно-каштановые почвы;
13 — каштановые и светлокаштановые;
14 — сероземы темные;
15 — сероземы типичные;
16 — сероземы светлые;
17 — красноземы

вещества черноземов. Если в составе гумуса черноземных почв преобладают гумины и соединения гуминовой кислоты, то в сероземных и такырных почвах заметная роль принадлежит соединению фульвокислот. Соответственно и окраска гумусовых горизонтов почв пустыни отличается от окраски черноземов.

В дерново-подзолистых и подзолистых почвах, расположенных к северу от черноземов, содержание гумуса и мощность гумусовых горизонтов также резко уменьшаются. Верхние горизонты дерново-подзолистых и подзолистых почв содержат от 1 до 5% гумуса, нижележащие горизонты, затронутые подзолообразовательным процессом, содержат лишь десятые доли процента гумуса и отличаются вследствие этого белесой светло-серой окраской. Органические вещества здесь представлены соединениями фульвокислот, характеризующимися высокой подвижностью.

Значительно содержание гумуса в дерново-луговых, пойменных и дельтовых почвах (до 12—14%), а также в горно-луговых почвах, где оно иногда достигает 15—25%. Однако мощность гумусовых горизонтов дерново-луговых и горно-луговых почв обычно невелика.

В географическом распределении гумусовых веществ в почвах устанавливается определенная закономерность (И. В. Тюрин, Д. М. Хейфец, В. Р. Волобуев, рис. 60). Максимальной величины накопление гумуса достигает в типичных мощных черноземах. Здесь складываются наиболее благоприятные гидротермические и биохимические условия, обеспечивающие высокую продукцию свежего органического вещества, умеренную активность микроорганизмов, консервацию и сохранение гумуса в почвах.

К югу и северу от черноземной зоны сочетание гидротермических и биохимических условий неблагоприятно как для синтеза перегноя, так и для его накопления и сохранения. В полупустынных и пустынных зонах годовая продукция растительной массы никогда не достигает больших величин. Вместе с тем органическое вещество здесь быстро минерализуется. К северу от черноземной зоны отмечается преимущественное накопление фульвокислот, отличающихся большой подвижностью и не аккумулирующихся в почвах. В северных зонах Советского Союза при

высокой кислотности и заболоченности почв происходит накопление полуразложившегося и неразложившегося органического вещества в виде торфа.

М. М. Кононова показала, что природа гумуса различных типов почв глубоко различна. Основываясь на содержании гумуса в верхнем горизонте, на отношении [1] $C_{гк} : C_{фк}$, на количестве подвижных гумусовых кислот и их оптической плотности [2] ($E_4 : E_6$), М. М. Кононова (1969) различает три типа гумуса (см. табл. 53).

Первый тип отличается резким преобладанием фульвокислот ($C_{гк} : C_{фк}$ колеблется в пределах 0,5—0,8), почти стопроцентной подвижностью гумусовых кислот и большой величиной их цветового коэффициента ($E_4 : E_6 = 4{,}5$; 5,5). Последнее свидетельствует о слабой конденсированности ароматического ядра и близости к фульвокислотам. Высокие гидрофильность и дисперсность гумусовых кислот обусловливают склонность к образованию внутрикомплексных соединений с поливалентными катионами и способность передвижения внутри почвенного профиля в водных растворах. Агрессивность и мобильность гумуса первого типа способствует развитию процессов элювиирования, подзолообразования, фераллитизации, аллитизации.

Второй тип гумуса, гумус черноземов, темных луговых и темно-каштановых почв, характеризуется превалированием гумусовых кислот (отношение $C_{гк} : C_{фк} = 1{,}5—2{,}5$). Подвижные формы гумусовых кислот составляют 10—20% общего содержания. Гумусовым кислотам второго типа гумуса свойственны низкие значения цветового коэффициента (3,5—4). В молекулах гумусовых кислот этого типа ароматические структуры преобладают над алифатическими, что обусловливает их гидрофобность, низкий порог коагуляции и неспособность к образованию внутрикомплексных соединений с железом, алюминием и другими катионами. Все это обусловливает инертность гумуса второго типа.

Третий тип гумуса (гумус бурых полупустынных почв), подобно первому типу, имеет фульвокислотный состав ($C_{гк} : C_{фк}$ колеблется в пределах 0,5—0,7), образование гуминовых кислот заторможено; оптическая плотность гуминовых кислот низкая ($E_4 : E_6$ около 4,5); в отличие от первого типа гумуса в составе третьего типа гумуса гумусовые кислоты бурых полупустынных почв почти нацело (90%) соединены с минеральной частью почвы. Образование гумуса сопровождается почти полной нейтрализацией гумусовых кислот, прежде всего кальцием и магнием, которые присутствуют в этих почвах в большом количестве. Видимо, этим можно объяснить слабое воздействие гумусовых кислот на минеральную часть почвы. Гумус серых лесных почв занимает промежуточное положение между гумусом первого и второго типов, гумус светло-каштановых почв — между гумусом второго и третьего типов.

В зарубежной литературе широко применяется характеристика гумуса по морфологии. Она непременно дается при описании других морфологических свойств и учитывается при определении названия почв, их генетической принадлежности. При этом используются термины „мор",

[1] $C_{гк}$ и $C_{фк}$ — углерод гуминовых кислот и углерод фульвокислот.

[2] Цветовой коэффициент $E_4 : E_6$ представляет собой отношение величин E при длинах волн 460 и 650 *нм*. E — коэффициент погашения, численно равный оптической плотности раствора при толщине слоя 1 *см* и концентрации углерода 0,001%. Отношение $E_4 : E_6$, отражая степень крутизны кривых светопоглощения, косвенно показывает степень конденсированности сеток углеродных атомов в гуминовых кислотах и роль в их молекуле боковых алифатических цепей. Величины больше 7 свойственны фульвокислотам, меньше 7 — гуминовым кислотам.

„модер" и „мюль", впервые предложенные Мюллером для характеристики типа подстилки. В настоящее время их применяют при определении типа органического вещества подстилки и перегнойно-аккумулятивного горизонта. Классификацию типов гумуса по морфологии и характерным признакам предложил Дюшофур (Duchaufour, 1970). В зависимости от условий образования гумус делят на две категории — образовавшийся в условиях аэробиозиса и в условиях анаэробиозиса.

В хорошо дренируемых почвах различают четыре типа гумуса.

Кальциевый мюль — гумус черноземов, каштановых, перегнойно-карбонатных и ряда других почв, сформировавшихся под травянистой растительностью на породах, обогащенных известью. Мюль — «сладкий» гумус — хорошо гумифицированное органическое вещество, образовавшееся в условиях повышенной биологической активности при трансформации растительных остатков беспозвоночными животными и бактериями. Для него характерна нейтральная реакция, $C:N \approx 10$, полное включение органической массы в минеральный профиль, образование устойчивых органо-минеральных комплексов.

Лесной мюль — гумус лиственных лесов и пахотных почв после сведéния лиственных лесов. По морфологии лесной мюль не отличается от кальциевого, но имеет меньшую степень насыщенности, pH около 5,5, отличается преобладанием бурых гуминовых кислот, отношением C : N от 10 до 20.

Модер — переходный тип гумуса от мюля к мору — гумус дерново-подзолистых, лёссивированных, горно-луговых и пахотных почв после сведéния смешанных лесов. Модер включает в себя подстилку мощностью 2—3 *см* и перегнойно-аккумулятивный горизонт. Степень гумификации средняя, преобладают бурые гуминовые кислоты. В трансформации растительных остатков участвуют антроподы и ацидофильные грибы, биологическая активность разложения растительных остатков средняя. Отношение C : N порядка 15—25. Органо-минеральные комплексы непрочные, контакт с минеральной частью почв неполный.

Мор — гумус почв хвойных лесов и вересковых зарослей. Мор — грубый кислый гумус — формируется в условиях низкой биологической активности, где заторможены процессы минерализации органического вещества. В трансформации растительных остатков принимают преимущественное участие ацидофильные грибы, при очень низкой активности беспозвоночных животных. В этих условиях накапливается мощная подстилка, в которой отчетливо выделяются три подгоризонта:

A_0L — растительные остатки, сохранившие свою морфологию;

A_0F — полуразложившиеся растительные остатки, переплетенные гифами грибов;

A_0H — аморфное органическое вещество, почти не связанное с минеральной частью почвы.

Величина C : N для гумуса типа мор всегда больше 20, часто 30—40. Контакт с минеральной частью почвы очень слабый.

Для почв, формирующихся в анаэробных условиях, Дюшофур выделяет три типа гумуса: кальциевый торф, кислый торф и анмоор. Первые два типа фактически аналогичны торфяным горизонтам почв низинных и верховых болот. Термин *„анмоор"* введен Кубиеной (Kubiena, 1953) для характеристики органического вещества почв переменного увлажнения, оглеенных и глеевых почв. В формировании анмоора принимают участие водная фауна в период насыщения водой и аэробная в период аэробиозиса. Относительно высокой биологической активностью объяс-

няется хорошее перемешивание органических и минеральных веществ. Степень гумификации слабая — гумифицировано меньше 30% органического вещества. Величина C : N больше 20. В то же время контакт гумифицированных веществ с минеральной частью почвы достаточно тесный. Типы гумуса в свою очередь подразделяются на ряд подтипов.

На основе приведенной классификации типов гумуса возможна расшифровка микроформ органического вещества в шлифах почв.

СПОСОБЫ СОХРАНЕНИЯ И ПОВЫШЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ГУМУСА В ПОЧВАХ

Без правильных севооборотов и без периодического травосеяния, при монокультуре пропашных процесс разложения и минерализации перегнойных веществ преобладает над процессом их синтеза. В итоге происходят существенные потери в содержании гумуса и органического азота в пахотном горизонте. На старопахотных, «выпаханных» черноземных почвах содержание гумуса и органического азота на 10—25% ниже, чем в целинных и залежных почвах.

Старопахотные поливные сероземы содержат гумуса на 20—30% меньше, чем сероземы, вышедшие из-под пласта трехлетней люцерны.

Потери перегноя в результате использования почв без применения правильных севооборотов в зерновом поясе США составляют 30—50% (Иенни, 1948). Особенно быстро (в течение 3—5 лет) исчезает гумус при вырубке лесов и распашке лесных почв в тропиках и субтропиках.

Естественно, что «сгорание» гумусовых веществ сопровождается ухудшением агрофизических свойств почвы, уменьшением ее биологической активности, понижением поглотительной способности и количества органического азота и, как следствие, общим снижением уровня плодородия. Культурное ведение сельского хозяйства требует бережного отношения к запасам органических веществ в почвах и умения регулировать процессы их накопления и минерализации.

В районах прогрессивной аккумуляции органического вещества (долголетние пастбища, некоторые пойменные почвы, территории прогрессивного торфообразования) может стать актуальным вопрос мобилизации питательных веществ путем постепенной, частичной минерализации органического вещества. Этому могут способствовать: инокуляция почв недостающими видами микробов, внесение минеральных и зеленых удобрений, легко доступных для микроорганизмов и способствующих увеличению микробных популяций, улучшение аэрации в областях повышенного увлажнения, детоксикации почв (в случае применения пестицидов). Но более трудным и актуальным вопросом земледелия является сохранение должного содержания ценных форм органических веществ в почвах.

Рациональное земледелие должно опираться на такие агротехнику и систему севооборота, которые обеспечивают сохранение содержания гумусовых веществ в почве и, по возможности, постепенное прогрессивное возрастание их содержания в пахотном и в подпахотном горизонтах.

Одной из высокоэффективных форм возмещения минерализующихся в культурных почвах перегнойных веществ является систематическое применение органических удобрений. Поэтому исключительно справедливыми являются указания В. Р. Вильямса о необходимости целесообразного сочетания полеводства и животноводства, обеспечивающего производство достаточных масс навоза и компостов.

Северные районы Советского Союза богаты торфяными залежами, которые еще недостаточно используются для подстилки и для навозных компостов с целью обогащения пахотных почв органическим веществом. Наиболее эффективным средством сохранения и повышения запаса органических веществ в почве является правильное травосеяние. Трудами академиков Д. Н. Прянишникова и В. Р. Вильямса доказано, что регулярное возделывание в севообороте бобовых или смеси бобовых и злаковых трав обеспечивает систематическое восполнение перегнойных веществ в почве, высокий уровень биологической активности почвенных организмов и регулярную продукцию углекислоты, накопление ценных форм перегнойных веществ, азотистых соединений и элементов минерального питания растений. Такую же положительную роль играет периодическое применение зеленых удобрений.

Проблема сохранения и накопления ценных гумусовых веществ в почвах решается не только путем внесения органических удобрений и травосеяния. Столь же важно направить биохимическую деятельность почвенных макро- и микроорганизмов в сторону синтеза ценных органических гуминовых кислот и их соединений, а не в сторону образования подвижных, способствующих подкислению и подзолообразованию почв фульвокислот. Эта задача еще не в достаточной степени разрешена почвоведами-биохимиками. Однако теоретические соображения и опыт практики свидетельствуют о том, что сравнительно простыми методами химизации и агротехники можно направлять деятельность микробов в сторону синтеза гуминовых кислот.

Снижение кислотности почв путем известкования и одновременно протекающее при этом обогащение кислых почв соединениями кальция будут способствовать подавлению процессов синтеза фульвокислот. В известкованных (ранее кислых) почвах деятельность микроорганизмов и ферментов, синтезирующих соединения гуминовых кислот, будет активироваться. Нередко кроме извести в почвы следует вносить соединения магния, бора, меди, которые повышают эффект известкования и биохимическую активность почв.

В орошаемых почвах юго-востока РСФСР, юга Украинской ССР и особенно в орошаемых сероземных почвах Средней Азии чрезвычайно важно задержать бурные процессы минерализации свежих органических веществ. Здесь распашку люцернового пласта целесообразно сопровождать мероприятиями, поддерживающими анаэробный режим для замедления процессов разложения органического вещества почвы. Для этого М. М. Кононовой с сотрудниками рекомендуются более поздние сроки распашки люцернового пласта, а также дополнительные поливы для увлажнения почвы с целью увеличения анаэробности.

Чрезмерное понижение уровня грунтовых вод на осушенных торфяниках также может за несколько лет привести к бесполезной минерализации и потере запасов органического вещества почвы. Целесообразнее путем двустороннего регулирования водного режима почв и уровня грунтовых вод подавлять излишнюю аэрацию почв, предупреждать их пересушку и ускоренное окисление органического вещества торфа.

Деятельность почвенных микроорганизмов и окисление органических веществ в весьма большой степени зависят от влажности почвы, степени ее аэрации, реакции среды, а также от термического режима. Подбирая удобрения, меняя характер и сроки обработки почвы, увлажняя или подсушивая почву, разрыхляя или прикатывая ее, можно управлять этими процессами и добиваться сохранения ценных органических соединений.

ПОЧВА КАК МНОГОФАЗНАЯ ПОЛИДИСПЕРСНАЯ СИСТЕМА

Почвы не являются однородными монолитными телами. Они представляют собой полидисперсные системы, которые состоят из различных по размеру механических элементарных частиц, минеральных или органических, микроагрегатов, крупных структурных единиц и их групп. Значительная часть почвы (около 50% объема) занята твердой фазой. Остальная часть представлена живым веществом, водой и воздухом.

О плотности упаковки землистого материала в единице объема почвы, о характере первичных минеральных частиц, о соотношении пустот и твердой фазы дают представление такие физические показатели, как удельный вес элементарных почвенных частиц (твердой фазы), объемный вес почвы в ненарушенном сложении и порозность. Эти показатели весьма изменчивы в различных почвах и различных генетических горизонтах.

ФИЗИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ ТВЕРДОЙ ФАЗЫ ПОЧВЫ[1]

Удельный вес твердой фазы почвы. Удельный вес твердой фазы почвы является средним истинным удельным весом смеси минеральных и органических элементарных частиц, слагающих почвы. Удельный вес твердой фазы почвы можно определить по формуле $d=m/M$, где m — вес твердого тела, M — вес равного объема воды.

Истинный удельный вес твердой фазы почв является средней величиной удельных весов минеральных и органических частиц (табл. 54).

Объемный вес почвы. Вес единицы объема почвы в ненарушенном строении с естественной порозностью называют объемным весом, или удельным весом скелета почвы. Величина объемного веса почвы изменяется в зависимости от многих обстоятельств. Присутствие большого количества тяжелых минералов в почве способствует увеличению ее объемного веса. Большое количество легких минералов и органических веществ понижает объемный вес. Рыхлое сложение, зернистая структура почвы, большая пористость обусловливают меньшую величину объемного веса. Слитые, плотные почвы и грунты характеризуются обычно повы-

[1] Подробно см. в книге А. Ф. Вадюниной и З. А. Корчагиной (1961).

шенным объемным весом. Обработка почвы (плантаж, вспашка, культивация) способствует понижению объемного веса. Под влиянием увлажнения и, в частности, поливов вспаханные почвы, уплотняясь, приобретают больший объемный вес.

В среднем можно принять объемный вес почв и грунтов равным 1,2—1,4. Однако нередко бывают значительные отклонения в обе стороны (табл. 55).

Объемный вес почв обычно определяется путем взятия ненарушенного образца почвы в особые цилиндры или стаканы известного объема, с последующим взвешиванием и пересчетом на сухую почву. Показатель объемного веса почвы необходим для генетического анализа почв, вычисления содержания воды, солей или других компонентов в процентах по отношению к объему почвы, а также для расчета запаса воды, солей, веса горизонтов почвы и т. д.

Иногда данные объемного веса перечисляются на относительный объемный вес. Объемный вес почвообразующей породы принимается за 100%; объемные веса почвенных горизонтов вычисляются в процентах к породе. При однородности почвообразующей породы величины относительного объемного веса позволяют судить о выносе и накоплении вещества в генетических горизонтах при почвообразовании.

Таблица 54

Удельный вес органических и минеральных веществ, составляющих почвы

Вещество	Удельный вес	Вещество	Удельный вес
Сухое неразложившееся органическое вещество	0,2—0,5	Кварц	2,50—2,80
		Анортит	2,75—2,76
Торф	0,5—0,8	Гипс	2,30—2,33
Сильно разложившийся торф	1,0—1,2	Галит (NaCl)	2,1—2,6
Гумус	1,3—1,4	Оливин	3,27—3,37
Монтмориллонит	2,1	Гранат	3,4—4,3
Каолинит	2,60—2,63	Лимонит	3,6—4,0
Слюда	2,80—3,20	Магнетит	5,16—5,18
Ортоклаз	2,50—2,60		

Таблица 55

Объемные веса типичных грунтов и почв

Грунты, почвы	Объемный вес, *г/см³*	Грунты, почвы	Объемный вес, *г/см³*
Торф	0,2—0,5	Солонцовый горизонт почв	1,5—1,7
Пухлый солончак	0,8—1,0	Такырный горизонт почв	1,7—1,9
Подзолистый горизонт	0,8—1,0	Корка на сероземе после полива	1,6—1,9
Пахотный слой чернозема	1,1—1,3		
Болотные почвы	1,1—1,3	Шоколадные древнекаспийские глины	1,7—2,0
Лёссы	1,35—1,50		

Содержание солей или влаги, выраженное в весовых процентах, при большой разнице объемных весов в различных почвах или в различных горизонтах одной почвы может иногда дать ошибочное представление о запасах солей или влаги и о направлении движения последней. Для перевода весовых процентов в объемные весовой процент умножается на показатель объемного веса.

Для расчета веса почвенного горизонта в 1 *га* пользуются выражением $M=h\cdot 10\,000\cdot d_1$, где M — вес горизонта почвы, *т*; h — мощность этого горизонта, *м*; d_1 — объемный вес.

Запас воды в определенном слое на 1 *га* почвы рассчитывается по формуле $Z_m=m\cdot d_1\cdot h\cdot 10\,000$, где Z_m — запас воды в толще почвы, $м^3/га$; m — средняя для горизонта влажность, %; h — мощность горизонта, *м*; d_1 — объемный вес горизонта.

Порозность (скважность) почв. Зная удельный и объемный веса почвы, можно подсчитать ее порозность по формуле $P=(1-d/d_1)\cdot 100$, где P — порозность, %; d — удельный вес почвы; d_1 — ее объемный вес.

Порозностью, или скважностью, почв называется объем пустот между элементарными частицами, структурными единицами и агрегатами, занятый воздухом или водой и выраженный в процентах от объема, занимаемого почвой. Величина порозности почв зависит от их механического состава, структурности и микроагрегатности, от содержания живых организмов и органических веществ, а в культурных почвах — от обработки и мелиораций.

В среднем порозность почв колеблется в пределах 40—60% объема. Для грубых подсчетов можно принимать порозность почв и грунтов равной 50%. В слитых горизонтах она может снижаться до 20—30%, а у водных или эоловых наносов, торфа, лёсса возрастать до 60—80% объема (табл. 56).

Таблица 56

Пределы колебаний различных видов порозности в почво-грунтах

Почво-грунты	Общая, %	Капиллярная	Некапиллярная
		% от общей	
Пески	30—35	25—35	65—75
Супеси	35—45	45—55	45—55
Суглинки	40—47	65—85	15—35
Лёссы и лёссовидные суглинки	40—55	50—65	35—50
Глины	45—55	90—97	3—10
Пахотный слой чернозема	55—60	40—45	55—60
Поверхностный горизонт торфяника	80—85	95—98	2—5

При рассмотрении этих цифр можно заметить, что величина общей порозности возрастает по мере уменьшения диаметра частиц, слагающих почво-грунт. Возрастание скважности при этом обязано общему увеличению внутренней поверхности высокодисперсного вещества и числа пор. В обрабатываемых почвах общая порозность меньше 40—30% считается агрономически неблагоприятной.

Выделяют два вида порозности, или скважности,— капиллярную и некапиллярную. Граница между капиллярной и некапиллярной скважностью нечеткая и имеет ряд переходов. Условно капиллярной можно

считать порозность, представленную совокупностью тончайших пор и обеспечивающую удержание в почвенной толще устойчивого запаса доступной для растений влаги.

Капиллярная скважность создает водоудерживающую способность почвы. Соответственно некапиллярная порозность (скважность) будет представлена камерами, ходами и полостями крупного диаметра, которые не могут устойчиво удержать запас воды в толще почвы, т. е. не обладают водоудерживающей способностью, однако обеспечивают водопроницаемость почв.

Некапиллярная порозность обычно больше в почвах с развитой комковато-зернистой структурой или песчанистого механического состава. Величина капиллярной порозности возрастает по мере увеличения степени дисперсности почв, по мере ухудшения их структурности и микроагрегатности.

Водопроницаемость почв и грунтов будет тем больше, чем больше величина некапиллярной порозности. Вместе с тем чем выше величина общей порозности, тем больший объем воды может вместить почва и тем лучше она аэрируется.

А. Г. Дояренко — один из основателей физики почв — показал, что некапиллярная порозность почв весьма определенно зависит от их агрегированности и от размеров структурных агрегатов. В самих агрегатах некапиллярная порозность тем выше, чем крупнее агрегаты (табл. 57). В экспериментах Дояренко содержание кислорода и интенсивность образования нитратов были тем бóльшими, чем крупнее были структурные микроагрегаты опытных образцов.

Структурные агрегаты могут быть упакованы рыхло или плотно, и их порозность может быть весьма разнородной. Поэтому Н. А. Качинский

Таблица 57

Связь пористости почвы и размеров агрегатов
(по А. Г. Дояренко)

Свойство почвы	Диаметр агрегатов, *мм*				
	<0,5	0,5—1,0	1,0—2,0	2,0—3,0	3,0—5,0
Общая порозность, %	47,5	50,0	54,7	59,6	62,6
Некапиллярная порозность, %	2,7	24,5	29,6	35,1	38,7
Капиллярная порозность, %	44,8	25,5	25,1	24,5	23,9
Содержание O_2 в почвенном воздухе, %	5,4	18,6	19,3	19,4	—
Содержание O_2 в почве, %	0,1	4,5	5,7	6,7	7,5
Нитрификация, *мг/кг* почвы	9,0	19,1	—	34,0	45,8

ввел новое понятие о дифференциальной порозности. Им различаются следующие основные виды почвенной порозности: а) общая; б) отдельных агрегатов; в) суммарная агрегатов; г) межагрегатная.

В связи с тем, что фактическая порозность почв в природе зависит от их влажности, Н. А. Качинский (1965) ввел понятие о почвенных порах, занятых сорбированной водой и почвенной влагой разной степени подвижности и доступности для растений. Межагрегатная порозность в различных почвах сильно колеблется, особенно в связи с обработкой и уплотнением (15—30%).

Структурные агрегаты различных почв и горизонтов также обладают различной порозностью. Наибольшая микропорозность у структурных агрегатов луговых и черноземных почв (45—55%), меньше у подзолистых почв (35—40%) и очень низкая у такырных почв и в солонцовых горизонтах (25—27%). Дифференциальная порозность некоторых почв приводится в табл. 58.

Обработка почвы, плантаж, вспашка, рыхление, почвоуглубление повышают общую и, что особенно важно, некапиллярную порозность в пахотном и подпахотном слоях почвы. По данным А. Г. Дояренко, оптимальной величиной некапиллярной скважности в пахотном слое почвы является 55—60% общей скважности и выше. Если величина некапиллярной скважности меньше половины общей скважности, то в почве развиваются анаэробные процессы и ухудшаются условия для развития сельскохозяйственных растений. Атмосферные осадки зимой и поливы в течение вегетационного периода способствуют уменьшению некапиллярной и увеличению относительной величины капиллярной скважности.

Мероприятия по увеличению некапиллярной скважности в почвах. Некоторые почвы севера и северо-запада СССР вследствие тяжелого механического состава, бесструктурности, малой величины некапиллярной и большой величины капиллярной скважности характеризуются склонностью к заболачиванию и дают пониженный урожай сельскохозяйственных растений. У этих почв исключительно высокий объемный вес (1,65—1,72), свидетельствующий об их большой плотности, и низкая величина некапиллярной скважности (3—4%).

Коренное и устойчивое улучшение подобных почв может быть достигнуто с помощью так называемого кротового дренажа. Сущность кротового дренажа заключается в создании в корнеобитаемых горизонтах на определенных расстояниях с помощью специальных механизмов полостей — дрен, задачей которых является отвод избыточных поверхностных или грунтовых вод, а также обеспечение нормальной аэрации почвенной толщи и развитие в ней необходимых для плодородия биологических и минеральных процессов.

Закладка кротовых дрен на глубину 50—70 *см* с расстоянием между ними 5—10—15 *м* резко изменяет соотношение некапиллярной и капиллярной скважности тяжелых заболоченных почв, улучшает водный и воздушный режимы этих почв и способствует значительному увеличению урожая сельскохозяйственных растений.

Северным научно-исследовательским институтом гидротехники и мелиорации разработана и испытана особая конструкция кротового плуга для сплошного рыхления подпахотного плотного глинистого горизонта на глубине 15 *см* ниже пахотной борозды. Сплошное кротование оказалось высокоэффективным приемом коренного улучшения агрофизических свойств и водного режима тяжелоглинистых заболоченных почв севера и северо-запада СССР. Опыты показали, что благодаря кротованию урожай трав и сельскохозяйственных культур возрастает на 15—20, а иногда на 30—50%.

Увеличение некапиллярной скважности почв и грунтов необходимо не только для северных заболоченных территорий СССР. Орошаемые плотные почвы, так называемые такырные сероземы и такыры в Средней Азии, тяжелые водонепроницаемые глины Муганской степи в Азербайджане могут быть улучшены кротованием. Увеличение некапиллярной скважности такыров возможно также путем пескования, т. е. внесения

Таблица 58

Дифференциальная порозность некоторых почв, %

Почва	Глубина образца, *см*	Удельный вес	Объемный вес, *г/см*³	Порозность				Объем пор, занимаемых водой				Объем, занимаемый воздухом при капиллярном насыщении почвы водой
				общая	отдельных агрегатов	агрегатная суммарная	межагрегатная	капиллярной	рыхло связанной	прочно-связанной	всего	
Такыр солончаковый тяжелосуглинистый	0—25	2,80	1,60	42,85	39,52	37,72	5,33	13,70	5,22	8,81	27,73	15,12
Такыр промытый агрегированный при влажности физической спелости почв	0—25	2,75	1,62	41,09	27,02	21,81	20,21	13,28	3,79	6,33	23,20	17,79
Серозем обыкновенный	0—3	2,72	1,17	57,0	—	—	—	—	—	—	—	—
	5—15	2,72	1,22	55,0	—	—	—	—	—	—	—	—
	20—30	2,74	1,20	56,0	—	—	—	—	—	—	—	—
Дерново-среднеподзолистая суглинистая												
$A_{пах}$	0—4	2,64	1,28	51,51	38,54	30,40	21,11	26,67	1,66	2,76	31,09	20,42
$A_{пах}$	10—14	2,67	1,56	41,57	—	—	—	31,55	2,00	3,32	36,85	4,72
A_2	20—24	2,75	1,62	41,09	37,44	35,25	5,84	24,80	1,46	2,44	28,70	12,39
Чернозем террасовый суглинистый	0—10	2,62	1,12	57,25	47,6	38,8	18,4	18,20	2,92	4,87	25,99	31,26
	10—20	2,62	1,26	51,91	44,3	38,2	13,7	18,60	3,51	5,84	27,94	23,97
Суглинистая крупнопылеватая черноземовидная луговая	0—4	2,43	1,01	58,44	46,5	36,1	22,3	44,36	3,78	6,30	54,44	4,00
	10—20	2,58	1,33	48,45	46,3	44,4	4,0	23,31	4,95	8,25	36,51	11,94

Таблица 59

Уплотнение пахотного слоя на поливных сероземах
(по С. Н. Рыжову)

Показатель	До посева	I полив		III полив		VI полив	VIII полив
		до рыхления	после рыхления	до рыхления	после рыхления		
Объемный вес, *г/см*³	1,17	1,34	—	1,40	—	1,37	1,48
Скважность, %	55,85	49,44	—	47,17	—	49,31	44,16
Водопроницаемость, *см*³ за 3 часа	5020	522	1866	663	889	274	196
Продолжительность полива	—	7 ч.	—	8 ч. 40 мин.	—	14 ч.	14 ч.

крупного песка в количестве 500—700 *т/га* с тщательным перемешиванием в пахотном слое.

Особое место в орошаемом земледелии занимает регулярная борьба с заплыванием и уплотнением пахотного слоя и образованием плотной корки. В результате разрушающего и уплотняющего воздействия поливной воды в течение вегетационного периода снижается скважность и водопроницаемость пахотного слоя орошаемых почв (табл. 59). При задержке послеполивного рыхления почвы на поверхности пахотного слоя при высыхании может образоваться корка толщиной 5—8 *см* с высоким объемным весом (1,5—1,6 *г/см*³). При высыхании глинистого аллювия образуется плотная корка толщиной до 15—20 *см* с объемным весом 1,7—1,9 *г/см*³.

Причины коркообразования сложны. Замечено, что корки наиболее интенсивно образуются на бесструктурных почвах, при поливах затоплением. В основе образования поверхностной корки лежит, по-видимому, процесс, аналогичный усадке влажной глины при высыхании. Большое отрицательное капиллярное давление, развиваемое поверхностным натяжением в мельчайших менисках и пленках воды в процессе усыхания, приводит к сильному сжатию, стягиванию и уплотнению суглинистого и глинистого грунта. По К. Терцаги, «внутреннее» давление может достигать 20 000 *атм*. Исследования С. Н. Рыжова показали приложимость взглядов Терцаги к объяснению явлений коркообразования. Кроме этого, не исключено влияние карбонатов кальция и коллоидного кремнезема, цементирующих пахотный слой при пересыхании почвы.

Борьба с коркообразованием основана на культивации пахотного горизонта после поливов, в момент физической спелости. Отказ от поливов затоплением и введение многолетних трав в севообороты, как мероприятия, поддерживающие структуру почв, являются основными приемами борьбы с коркой.

Просадки лёссовых почво-грунтов. С величинами скважности и объемного веса связано явление сильной деформации лёссовых почво-грунтов, наблюдаемое в некоторых случаях на новых ирригационных системах. Через несколько дней после пуска воды по трассе новых ирригационных каналов образуются очаги проседания грунта. По обеим сторонам канала возникает 3—4, а иногда 7—8 ступеней, разделенных глубокими широкими трещинами. Ширина зоны просадок достигает в сторону от канала

30—50, иногда 100 *м*. Максимальное вертикальное опускание составляет 0,5—1 *м*, в отдельных случаях 2 *м*; ширина трещин между ступенями 20—30 *см*, глубина 5—10 *м*, в некоторых случаях 15—17 *м*. Длина трещин достигает 100 *м*; очаги просадок имеют овальные очертания. Явление просадок обнаруживается не только вблизи каналов, но и при подаче воды на вновь орошаемые поля.

Просадочные деформации лёссовых почв вызывают ряд тяжелых последствий: нарушение работы ирригационных каналов, большие аварии и потери воды, разрушение гидросооружений и построек, утрату каналом командования, трудности с поливом территории.

Просадки географически связаны с областями распространения лёссов, лёссовидных суглинков и особенно сероземных почв. Наиболее сильно выраженные просадки на новых ирригационных системах наблюдались в долине р. Вахш на высокой древней лёссовой равнинной террасе, в Приташкентском оазисе при постройке канала Новый Джун, в Голодной степи в начале ее освоения, на Малокабардинской ирригационной системе. Просадочные явления наблюдались также на лёссах Украины, в частности в районе Никополя.

Обычно просадки приурочены к определенным почвенно-геоморфологическим условиям. Сильно выраженные просадочные явления свойственны наиболее древним и высоким лёссовым равнинам и террасам, никогда не орошавшимся в прошлом и имеющим глубокие грунтовые воды. На лёссах и лёссовидных суглинках, издавна орошаемых или естественно увлажненных восходящими токами от грунтовых вод, явления просадки обычно не обнаруживаются.

В соответствии с результатами исследований просадок лёссовых почво-грунтов на новых ирригационных системах (Б. Б. Полынов, Е. А. Замарин, М. М. Решеткин, Л. П. Розов, Ф. И. Воронов, Г. А. Мавлянов и др.) можно установить условия, при которых возможны просадочные явления. Основными причинами склонности некоторых грунтов к просадочным деформациям при увлажнении являются следующие: большая пористость (45—55% и больше), малый объемный вес (1,4—1,2), значительная некапиллярная скважность (40—50% общей пористости), остаточная засоленность почв и грунта, составляющая более 0,3—0,5%, пылеватый, лёссовидный механический состав почв и грунтов, обусловливающий малое сцепление. Наложение этих признаков в лёссах обусловливает явление вертикальной и горизонтальной деформации при увлажнении, ведущей в конечном счете к просадке.

При сравнительных исследованиях исходных просадочных и непросадочных лёссов, а также лёссов, подвергшихся просадке, было установлено, что непросадочные или просевшие почво-грунты имеют сниженную скважность (40—45%), повышенный объемный вес (1,4—1,6 *г/см*^{3}), низкую величину некапиллярной скважности (15—20%), малую остаточную засоленность. Глинистые почвы и почво-грунты, несмотря на высокую общую порозность, не обнаруживают признаков просадочности. Это объясняется тем, что объемный вес глинистых грунтов очень высок, некапиллярная скважность низкая, а минеральная часть представлена высокодисперсной коллоидальной массой, обеспечивающей набухание и повышенное сцепление.

По данным Е. А. Замарина, наибольшая роль в просадках принадлежит механическому уплотнению высокопористых лёссовых грунтов при увлажнении. Вымывание солей играет лишь подчиненную роль. Б. Б. Полынов, наоборот, придавал решающее значение характеру солей в со-

ставе лёссовых почво-грунтов. Известно, что сернокислый натрий кристаллизуется с большим числом молекул воды ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$). Десятиводный сульфат натрия (мирабилит) при выпадении в осадок разрыхляет минеральный грунт вследствие большого объема. Однако мирабилит легко обезвоживается, теряя при свойственной пустынным и степным областям сухости и высокой температуре кристаллизационную воду и превращаясь в безводный сульфат — тенардит (Na_2SO_4), который занимает гораздо меньший объем. Соответственно создается порода, обладающая высокой порозностью и малой водоустойчивостью микроагрегатов. Смачивание такого грунта водой приводит к растворению солевых цементов, деформации микроагрегатов, неустойчивости и проседанию. Бедность лёсса набухающими коллоидными и монтмориллонитовыми минералами, по-видимому, является одной из частных причин просадочности.

В орошаемом хозяйстве предотвратить явление просадок лёссов невозможно. Методы электрохимического закрепления лёссовых почвогрунтов для условий орошаемого хозяйства слишком дороги и не очень эффективны. Гидроизоляция на ирригационных каналах не спасает от просадки, а лишь растягивает ее проявление на более длительный срок.

Е. А. Замарин, М. М. Решеткин, Л. П. Розов рекомендовали для борьбы с катастрофическими последствиями просадок прежде всего научиться распознавать просадочные свойства лёссовых грунтов при проектировании, а в случае необходимости — уметь предварительно вызывать их искусственным путем. Возможность просадочных явлений на лёссовых почво-грунтах должна специально изучаться при почвенных, гидрогеологических и геоморфологических исследованиях и изысканиях на территории новых ирригационных систем.

В просадочных лёссах предпочтительно сооружение новых ирригационных каналов в выемках на неполный профиль. В последующем (после окончания деформации) профиль канала должен доводиться до проектных глубин и размеров. Во всех случаях, а особенно при сооружении каналов в полувыемке-полунасыпи необходима предварительная замочка грунтов, основания насыпи и самого насыпного грунта.

Для ускорения искусственно вызываемых процессов проседания лёссовых почво-грунтов в котлованах необходима закладка шурфов и скважин и заполнение их водой. Глубина скважины в котлованах для предварительного осаживания грунтов должна составлять 10—15 *м* при диаметре 5—10 *см*.

Некоторые авторы для предотвращения просадок на орошаемых полях рекомендуют кратковременную подачу небольших количеств воды, чтобы не затронуть глубокие подпочвенные горизонты. Другие исследователи, наоборот, рекомендуют равномерное, постоянное смачивание поверхности поля, с тем чтобы просадки почвы на поле происходили постепенно, без катастрофических неравномерных деформаций и образования воронок.

СТРУКТУРА ПОЧВ

В числе физических свойств почв структура занимает особо важное место. Со структурой почв связаны водный, солевой, воздушный и тепловой режимы почв. Физические способы повышения плодородия почв осуществляются главным образом через воздействие на их сложение и

структуру. Выше структура почв охарактеризована как морфологический и генетический признак. Здесь рассматривается сельскохозяйственная и мелиоративная значимость почвенной структуры.

Агрономически и мелиоративно ценными структурными агрегатами почв являются комковато-зернистые, устойчивые в воде агрегаты, состоящие из комплекса первичных механических элементарных частиц. Наиболее ценными структурными агрегатами, по В. Р. Вильямсу, А. Н. Соколовскому, Н. И. Саввинову, являются отдельности диаметром 1—5—10 *мм*.

Макроструктурными агрегатами называются отдельности диаметром больше 0,25 *мм*. Их количество, соотношение и размеры определяются с помощью просеивания сухой почвы через систему сит.

Микроструктурными агрегатами называются отдельности с диаметром 0,25—0,001 *мм*. Общее содержание и соотношение микроагрегатов по фракциям определяется методом микроагрегатного анализа, разработанного советскими учеными А. Ф. Тюлиным и Н. И. Саввиновым по скорости оседания микроагрегатов после взмучивания в воде.

Весовое процентное содержание в почве структурных агрегатов $>0{,}25$ *мм* важный показатель структурности почв. Отдельности диаметром частиц $<0{,}001$ *мм* не считаются структурными, они придают почве отрицательные агрономические и мелиоративные свойства.

Агрономическое и мелиоративное значение структуры почв

На основе исследований М. Э. Вольни, П. А. Костычева, П. Ф. Баракова, А. Г. Дояренко, В. Р. Вильямса, К. К. Гедройца агрономическое и мелиоративное значение структуры почв можно охарактеризовать следующим образом. Водоустойчивая комковато-зернистая структура обеспечивает рыхлость верхнего горизонта почвы, что создает условия для нормального прорастания семян, развития всходов и корневой системы. Комковато-зернистая структура облегчает воздействие на почву сельскохозяйственных орудий, предохраняет пахотный слой от образования корки, затрудняющей прорастание и развитие растений.

Комковато-зернистая структура обеспечивает создание в почве водопроницаемости. Почвы с мелкокомковатой и зернистой структурой пахотного слоя способны противостоять ветровой и водной эрозии. На бесструктурных почвах, характеризующихся ничтожной водопроницаемостью, при орошении необходимо растягивать продолжительность поливов. Это вызывает дополнительную загрузку ирригационной сети и обслуживающего персонала и сопровождается большими потерями оросительной воды на фильтрацию в каналах и на испарение. Потери воды на фильтрацию способствуют подъему грунтовых вод и засолению орошаемых почв.

Комковато-зернистая водоустойчивая структура ослабляет скорость и высоту капиллярного передвижения воды в почве и уменьшает испарение воды с поверхности почвы. Ослабление скорости капиллярного движения воды в структурной почве обязано более рыхлой упаковке агрегатов и большему объему некапиллярной скважности.

Скорость восходящего капиллярного движения воды обратно пропорциональна радиусу структурных отдельностей (табл. 60). Благодаря такому свойству структурные почвы гораздо экономнее расходуют запас воды, чем бесструктурные. Соответственно сельскохозяйственные расте-

Таблица 60

Влияние крупности структурных агрегатов на движение капиллярной воды
(данные П. А. Летуиова)

Диаметр агрегатов, *мм*	Подъем воды за пять суток ($см^3/см^2$)	Подъем воды за шестые сутки ($см^3/см^2$)
<1	36,00	2,80
1—3	9,65	0,11
3—5	8,79	0,05

ния на структурных почвах могут обойтись меньшим количеством воды. В условиях орошаемого хозяйства это приводит к сокращению числа поливов на структурных почвах в сравнении с бесструктурными почвами, бесполезно расходующими значительную часть оросительной воды на испарение.

Ослабление скорости капиллярного движения воды сопровождается и ослаблением испарения почвенных растворов с поверхности почвы. Так как почвенные растворы обычно всегда содержат некоторое количество легкорастворимых солей, то на структурной почве происходит ослабление процесса засоления. Лабораторные эксперименты И. Д. Сукача подтверждают высказанное положение (рис. 61).

Таким образом, создание водоустойчивой комковато-зернистой структуры в орошаемых и осушаемых почвах является важнейшим агротехническим приемом улучшения их водного режима, способствует рациональному и более экономному использованию воды, охраняет почвы от бесполезной траты воды на испарение и защищает их от возможного развития процессов засоления.

Комковато-зернистая структура почв, как показали многократные агрофизические исследования М. Э. Вольни (1878—1898 гг.), В. Р. Вильямса, М. Г. Чижеьского и др., создает в почвах оптимальное соотношение между водой и воздухом. Как известно, для развития растений требуется определенный запас воздуха. Дж. Копецкий (Kopecky, 1914) указывает, что минимальные величины воздухоемкости, необходимые для нормального развития растений, составляют для:

	% объема
Сладких злаков	6—10
Хлебов	10—20
Сахарной свеклы	15—20

Структурность почв повышает их воздухопроницаемость. Как показал Вольни, в единицу времени через цилиндры, заполненные почвой, проходит следующее количество воздуха (в литрах):

Глина	0,087
Суглиiок бесструктурный	2,0
Суглинок структурный	69,0

Еще более тесная связь установлена им между структурностью почв, размером агрегатов и воздухопроницаемостью (табл. 61).

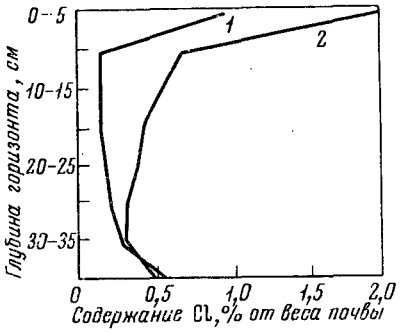


Рис. 61. Капиллярное поднятие растворов солей в структурной и бесструктурной почве (данные И. Д. Сукача)

1 — структурная почва — капиллярный ток достиг поверхности через 3749 час.;

2 — бесструктурная почва — капиллярный ток достиг поверхности через 43 часа

Урожаи растений на структурных почвах на 40—50—100% выше, чем на почвах бесструктурных. Эффективность удобрений на структурных почвах также выше.

Водоустойчивая комковато-зернистая структура является, кроме того, средством охраны пахотного слоя почвы от смыва и выдувания. Поверхностный сток ливневых и талых вод на структурных почвах уменьшается, так как значительная часть воды фильтруется и задерживается в почвенном профиле. На бесструктурных малопроницаемых почвах преобладает поверхностный сток ливневых и талых вод с интенсивным смывом пахотного слоя почвы.

По исследованиям В. А. Францессона (1959), в степных районах юго-востока СССР распыление почв до агрегатов диаметра меньше 0,5 *мм* сопровождается усилением явлений выдувания, особенно в пахотном горизонте.

Таблица 61

Относительная воздухопроницаемость в зависимости от размеров структурных отдельностей

Размер структурных отдельностей почвы, *мм*	Воздушно-сухая почва	Влажность, % от влагоемкости				
		20,2	38,4	62,3	84,5	100
<0,25	43	10	0	0	0	0
0,25—0,5	85	45	14	0	0	0
0,5—1	97	95	98	94	99	60
1—2	96	94	95	100	95	55
>2	100	100	96	99	100	74

Поэтому для охраны почв от смыва и ветровой эрозии, предохранения водохранилищ от заиления необходимы мероприятия, направленные на создание в почвах водосборного бассейна водоустойчивой комковато-зернистой структуры.

Следует также отметить положительную роль комковато-зернистой структуры в создании благоприятного теплового режима обрабатываемой почвы.

Факторы образования структуры почв

Современные представления о факторах образования агрономически ценной структуры почв обязаны главным образом исследованиям советских ученых, среди которых необходимо отметить имена В. Р. Вильямса, К. К. Гедройца, А. Н. Соколовского, А. Ф. Тюлина, И. Н. Антипова-Каратаева и их последователей. В соответствии с результатами исследований, проведенных этими учеными, факторы образования агрономически ценной структуры почв подразделяются на физико-механические, физико-химические, химические и биологические.

Физико-механические факторы. В числе физико-механических факторов образования структуры почв необходимо прежде всего отметить роль давления. При разрастании корней, движении животных и насекомых, их работе по сооружению камер и нор происходит давление на почвенный мелкозем, что способствует его агрегированию. В этом же направлении действует набухание и увеличение объема почв во влажном состоянии.

Последующее высыхание почвенной массы сопровождается уменьшением объема, образованием трещин, развитием высокого (до 200 *кг/см*^{2}) внутрикапиллярного давления. Попеременное набухание и сжатие почвенной массы является одним из механических факторов структурообразования. Сходно влияет замерзание почвенной воды с увеличением объема и давления, сменяющееся оттаиванием льда и уменьшением давления.

Вся система обработок почв является средством физико-механического оструктуривания почв на вегетационный период. Однако структурные агрегаты, возникающие под влиянием только физико-механических факторов, преимущественно бывают нестойкими в воде, поскольку при таком структурообразовании не происходит коренного изменения состояния почвенных коллоидов.

Физико-химические факторы. Значительно бо́льшая роль в структурообразовании принадлежит факторам физико-химическим. В природной обстановке трудно отделить физико-химические факторы структурообразования почв от физико-механических, они во многих случаях переплетаются.

Из числа физико-химических факторов в структурообразовании наибольшее значение имеют процессы коагуляции глинисто-коллоидных веществ, находящихся в почве. Коагуляция может быть обратимой и необратимой. Последняя приводит к образованию водоустойчивых агрегатов.

По данным А. Ф. Тюлина, необратимая коагуляция коллоидов в почвах вызывается двухвалентными и трехвалентными поглощенными катионами (алюминий, железо, кальций), взаимной коагуляцией положительно и отрицательно заряженных почвеных коллоидов. Так, например, коллоидные соединения алюминия и железа, с одной стороны, и коллоидные соединения кремнезема и гумуса, с другой, в результате взаимной коагуляции дают прочные коагели. Необратимая коагуляция почвенных коллоидов происходит также в процессе замерзания и размерзания, высыхания и дегидратации почвенных гидрогелей с необратимой потерей ими воды и постепенной кристаллизацией. Очевидно, хорошо известное структурообразующее влияние процессов замерзания и размерзания, попеременного увлажнения и высыхания почв обязано дегидратации и кристаллизации почвенных гелей, коллоидных пленок, облекающих первичные механические частицы почв.

Однако процессы коагуляции в почвах часто бывают обратимыми. Так, коагуляция глин и почвенных коллоидов, вызванная высокой концентрацией солей натрия и калия, ведет к образованию структурных агрегатов, но эти агрегаты неустойчивы в воде. Вследствие обратимости коагуляции в этих случаях происходит диспергирование свернутых ранее коллоидов. Если при орошении почв происходит постепенное подщелачивание среды и обменный кальций замещается обменным натрием, структурные агрегаты в почве распадаются под влиянием диспергирования коллоидного материала почв.

Физико-химические факторы структурообразования связаны с присутствием в почвах минеральных и органических коллоидов. Наибольшее значение принадлежит органическим коллоидам — гумусу. Структурность почв и водопрочность структурных отдельностей обычно тем выше, чем больше гумуса содержит почва (табл. 62). Однако, как показал А. Н. Соколовский, решающее значение имеет не общее содержание гумуса, а количество необратимо коагулированного коллоидного гумуса, названного им «пассивным». С другой стороны, Ф. Ю. Гельцер (1940) установила, что устойчивое возобновление структуры обусловлено присутствием свежего органического вещества. Е. Н. Мишустин обнаружил структурообразующую роль бактерий.

Таблица 62

Зависимость структурности почв от содержания в них гумуса и длительности использования

Почва и угодье	Гумус, %	Содержание водопрочных агрегатов >0,25 *мм*, %
Чернозем Каменной степи (Ф. Ю. Гельцер)		
Целина	9,55	83,2
Целинная почва после 7-месячного лабораторного парования	8,67	57,6
Старопашка (50 лет)	8,59	42,4
Тучный чернозем кузнецкой лесостепи (А. А. Лазарев)		
Целина	13,24	86,48
Залежь	12,18	75,12
Пашня	11,67	53,84
Серозем Приташкентского оазиса (Ф. Ю. Гельцер)		
Орошаемая залежь	2,02	78,06*
Люцерник 3-летний	0.95	19,60*
Старопашка	0,67	1,51*

* Агрегаты размером 2—0,25 *мм*.

Аналогичные факты установлены американскими исследователями (табл. 63). Как в лесных почвах, так и в почвах прерий структурность лучше у целинных высокогумусных почв. Распашка ведет к резкому уменьшению гумуса и сильной дезагрегации и распылению почв.

Химические факторы. Известное структурообразующее значение принадлежит к чисто химическим факторам. Появление в процессе вы-

Таблица 63

Влияние сельскохозяйственной культуры на структурность почв (по Баверу), %

Почва	Угодье *	Содержание углерода	Структурность		Степень агрегации	
			>0,1 мм	>0,05 мм	>0,1 мм	>0,05 мм
Лесная пылевато-суглинистая (ландсдаль)	1	5.25	38,8	44,3	47,1	55,5
	3	0,32	10,8	19,3	11,0	21,4
То же	1	2,20	43,4	44,4	45,4	49,4
	3	1,40	16,6	27,1	17,5	30,5
Лесная пылевато-суглинистая (честер)	1	3,22	28,0	37,2	42,2	54,9
	3	1,99	14,5	28,7	19,0	36,6
То же	1	3,47	38,2	38,0	46,2	50,8
	3	1,08	12,0	22,4	14,1	28.4
Почва прерий (пылевато-суглинистый путнам)	2	2,13	27,8	44,5	28,8	47,8
	3	1,31	6,8	13,0	7,0	14,2

* 1—лес; 2—прерия; 3—освоенная почва.

ветривания и почвообразования некоторых новых химических соединений, переходящих в нерастворимую форму, может вызывать образование водоустойчивой почвенной структуры. Так, накопление в почвах углекислого кальция, силикатов магния, силикатов железа — т. е. нерастворимых или малорастворимых соединений — способствует цементации первичных механических элементов, их склеиванию и образованию водоустойчивых агрегатов. Структурообразующее влияние могут оказывать такие легкорастворимые химические соединения, как гипс, сернокислый натрий, хлористый натрий и другие. Однако высокая растворимость этих соединений приводит лишь к образованию агрегатов, неустойчивых в воде («псевдоагрегатов»).

Биологические факторы. Наибольшую роль в структурообразовании почв следует отвести биологическим и биохимическим факторам. Выше было отмечено, что структурность почв и водопрочность структуры тесно связаны с накоплением в почвах гумуса и деятельностью микроорганизмов. Как показали исследования Ф. Ю. Гельцер, особенно высокий структурообразующий эффект в почвах вызывает гидролизуемая органика (гемицеллюлозы, целлюлоза, белки). Активное структурообразование обязано непрерывной жизнедеятельности почвенных бактерий и грибов, появлению и накоплению в почве продуктов их жизнедеятельности и продуктов автолиза их клеток.

В ряде интересных экспериментальных исследований Ф. Ю. Гельцер, Е. Н. Мишустину и другим удалось доказать огромную роль свежего органического вещества и микроорганизмов в образовании почвенной структуры (табл. 64).

Известно, что структура почв обладает сезонной возобновляемостью. Очевидно, ежегодное появление структурных агрегатов в почве обусловлено сезонной активизацией жизнедеятельности микроорганизмов, перерабатывающих вновь образованные остатки растений и животных в почве в деятельный гумус.

К числу биологических факторов структурообразования необходимо также отнести воздействие червей, личинок и насекомых. Поглощая ми-

неральные и органические вещества почвы, пропуская их через желудочно-кишечный тракт, обогащая при этом почву продуктами своей жизнедеятельности, животные этой группы, как установлено Дарвином, Вольни и многими другими, способствуют структурообразованию почв.

Однако не всякая деятельность организмов ведет к структурообразованию. Полное аэробное разложение органических веществ в почве под совокупным влиянием макро- и микроорганизмов не способствует накоплению в почве гумуса и не может вызвать интенсивного образования водоустойчивых структурных агрегатов. Это явление характерно для почв полупустынь и пустынь.

Наилучшие условия для структурообразования, по В. Р. Вильямсу, создаются в результате перемежающихся процессов аэробного и анаэробного разложения органического вещества в почве. В этих случаях не происходит полной минерализации органических веществ, появляются органические коллоидные соединения, которые под действием поглощенного кальция, противоположно заряженных минеральных коллоидов, либо же под воздействием высушивания или замерзания необратимо коагулируют и способствуют структурообразованию.

Подобные условия складываются под покровом травянистой растительности в луговых, лугово-черноземных почвах и черноземах. Перегнойно-карбонатные почвы, развитые на продуктах выветривания известняков в условиях влажного климата, также отличаются прекрасной зернистой водопрочной структурой (ее образование связано с накоплением большого количества коагулированного кальцием гумуса). Красноземные почвы влажных субтропиков имеют водоустойчивую структуру, образование которой обязано не накоплению гумуса, а процессам необратимой взаимной коагуляции положительно заряженных коллоидов полуторных окислов и отрицательно заряженных коллоидных соединений кремнезема.

Таблица 64

Изменение агрегатного состава почв под воздействием микроорганизмов
(лабораторные опыты Ф. Ю. Гельцер, 1940)

Почва и формы вносимого органического вещества	Сроки наблюдений, месяцы	Содержание макроагрегатов, %	
		>0,25 *мм*	<0,25 *мм*
Подзолистая почва (контроль)	Исходное состояние	56,2	28,3
	2	43,4	30,0
	8	26,8	43,3
То же+белок	2	68,4	15,9
	8	29,1	27,1
То же+целлюлоза	2	60,3	19,3
	8	31,5	27,5
Чернозем (контроль)	Исходное состояние	28,0	15,4
	2	23,0	25,4
	8	9,7	38,3
То же+белок	2	47,7	18,8
	8	34,5	26,8
То же+целлюлоза	2	42,1	20,3
	8	20,0	26,9

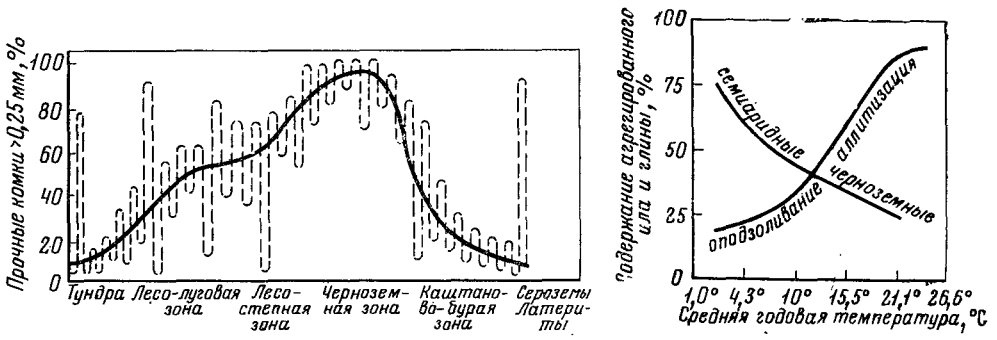


Рис. 62. Прочность макроструктуры верхнего горизонта целинных почв в разных зонах (Саввинов, 1935)

Жирной линией показано усредненное количество прочных структурных отдельностей в разных почвах, пунктирной — количество прочных комков крупнее 0,25 *мм*

Рис. 63. Географические аспекты структурности почв (Baver, 1956)

Малогумусные почвы пустыни (сероземы) и полупустыни (бурые и каштановые почвы), отличающиеся щелочной реакцией, неблагоприятной для необратимой коагуляции коллоидов, обладают лишь слабо выраженной структурностью.

Бо́льшая часть орошаемых территорий СССР расположена в области сухих степей, пустынь и полупустынь, поэтому для орошаемого земледелия приобретает особенно большое значение борьба за образование и сохранение комковато-зернистой водопрочной структуры.

Различного рода засоленные почвы, как правило, не обладают водоустойчивой агрономически ценной структурой, в связи с чем возникает задача искусственного оструктуривания и улучшения физических свойств засоленных и солонцовых почв. Кислые болотные и подзолистые почвы вследствие малой гумусности и отсутствия условий для необратимой коагуляции минеральных и органических коллоидов также отличаются плохой структурой.

На рис. 62 приводятся обзорные данные Н. И. Саввинова (1935), иллюстрирующие рассмотренные положения о глубоких различиях в оструктуренности почв СССР. К сходным выводам позже пришел известный американский почвовед-физик Бавер (Baver, 1956). Его графики напоминают диаграмму Н. И. Саввинова (рис. 63) и отчетливо показывают существование двух оптимумов структурообразования: один у черноземновидных почв, другой у аллитных (латеритных).

Изменение структуры почв при обработке и орошении

Благодаря сезонным метеорологическим изменениям, колебаниям влажности и интенсивности микробиологической деятельности почв структурное состояние значительно меняется по сезонам. Обработка почв и в особенности их полив также способствуют непрерывным сезонным и общим изменениям структурного состояния почв.

Насыщение почвы влагой в зимнее время, воздействие угольной кислоты и периодически углекислого аммония способствуют распаду структурных агрегатов и ухудшению физического состояния почвы. В сухое

время года, наоборот, происходит оструктуривание почв в связи с дегидратацией и коагуляцией коллоидов.

Многолетнее сельскохозяйственное использование культур без применения правильных севооборотов и травосеяния ведет к уменьшению содержания гумуса в почвах и к постепенной утрате структурности и распылению. Распыляющее влияние оказывают тяжелые сельскохозяйственные орудия, культиваторы, бороны. Наконец, химические удобрения, содержащие натрий, калий, аммоний, подщелачивая почву, способствуют пептизации коллоидов и ухудшению структурного состояния почвы.

Естественные запасы гумуса в почвах под влиянием орошения уменьшаются вследствие усиления минерализующей деятельности микроорганизмов. Ф. Ю. Гельцер и др. установлено, что длительное орошение сероземов Средней Азии может привести к потере до 0,2—0,4% органического углерода почвы. В пересчете на пахотный слой это составит 5—10 *т/га* углерода, или 9—18 *т/га* органического вещества. Естественно, что при этом происходит значительное обесструктуривание почвы.

Залежные сероземные почвы содержат до 90% агрегатов с диаметром 0,1—2 *мм*, в то время как находящиеся в длительной культуре сероземные почвы (старопашки) содержат лишь 14—21% агрегатов этого диаметра.

В старопахотных сероземах преобладают агрономически малоценные частицы диаметром меньше 0,1 *мм* (79—85%, табл. 65).

Таблица 65

Влияние орошения и многолетних трав на структуру почв
(данные Ф. Ю. Гельцер)

Угодье	Местоположение	С, %	Содержание фракций, %	
			2—0,1 *мм*	<0,1 *мм*
Старопашка	Бухара	0,52	14,23	85,67
Люцерник 3-го года	»	0,80	64,52	34,58
» 5-го года	»	0,92	74,76	25,33
Старопашка	Ташкентский оазис	0,71	49,74	50,26
»	То же	0,67	21,00	79,00
Люцерник 3-го года	»	0,95	59,04	40,96
Орошаемая залежь	»	2,02	90,85	9,15

Отрицательное влияние на структуру орошаемых почв оказывают поливы напуском и затоплением. В этих случаях пузырьки воздуха, выходя из структурных агрегатов, как бы взрывают их, разрушая и распыляя. В итоге после затопления почвы с поверхности на месте структурных агрегатов остается распыленная иловатая бесструктурная масса. После высыхания обесструктуренная почва покрывается с поверхности твердой, непроницаемой коркой.

Поэтому с точки зрения охраны структуры почвы, а тем самым ее плодородия и мелиоративных качеств, поливы затоплением и напуском ни в коем случае не должны производиться. Тщательное дождевание и осторожные, производимые небольшой струей поливы по бороздам, постепенно увлажняя почву, способствуют медленному выделению воздуха без заметных разрушений почвенных агрегатов.

Отрицательное влияние полива на структуру почвы может проявиться также вследствие содержания в поливной воде большого количества мути, представляющей обычно бесструктурные частицы. При большом содержании фракции пыли ирригационные наносы, оседая на поверхности орошаемых почв, способствуют ухудшению структуры пахотного слоя.

Щелочные воды также могут ухудшить структуру орошаемых почв вследствие пептизирующего действия на почвенные коллоиды.

Мероприятия по охране и улучшению агрономически ценной структуры почв

Теоретические основы оструктуривания почв разработаны П. А. Костычевым, В. Р. Вильямсом, К. К. Гедройцем и их учениками. Важнейшие мероприятия по охране, улучшению и созданию структуры в пахотных почвах сводятся к увеличению запасов органического вещества в почве, воздействию на состав и состояние почвенных коллоидов, рациональной механической обработке.

Увеличение запасов органического вещества в почве. Простейшим приемом, известным с древних времен, является внесение в почву навоза и компостов. Содержащееся в навозе и компостах органическое вещество и особенно вспышка жизнедеятельности почвенных микроорганизмов после внесения навозного удобрения приводят к образованию в почве структурных и микроструктурных агрегатов (табл. 66).

Таблица 66

Влияние навоза на улучшение структуры подзолистых почв, %
(данные Н. И. Саввинова)

Угодье	Вид структуры	Размер агрегатов, *мм*			
		> 10	10—1	1—0,25	<0,25
Пар	Общая	65,9	25,0	5,4	3,7
	Водоустойчивая	—	0,6	1,8	97,6
Пар с навозом	Общая	53,7	31,3	10,0	5,0
	Водоустойчавая	—	3,8	11,6	84,6

Другим древнейшим способом обогащения почвы органическим веществом и улучшения ее структурного состояния является оставление старопахотной почвы в залежь на 15—20 лет. В течение этого периода на поле происходит постепенная смена сорняков пыреем и наконец растительностью, свойственной целине (злаки, ковыль, типчак, разнотравье). Обильная корневая система, активная деятельность микроорганизмов, повышение запасов органического вещества приводят со временем к увеличению водопрочных структурных агрегатов и к восстановлению почвенного плодородия (табл. 67). Однако этот способ улучшения структуры почвы, как крайне экстенсивный, не может быть использован в условиях социалистического земледелия. Наиболее рациональным современным способом обогащения почвы органическим веществом и улучшения ее структурного состояния является культура многолетних трав в правильном севообороте.

Таблица 67

Структура целинных, залежиых и пахотных черноземных почв
(данные П. Ф. Баракова)

Отдельности	Диаметр, *мм*	Содержание структурных агрегатов, %			
		Пашня	Залежь	Целина	Осинник
Ореховатые	>7	0,8	— 62,3	12,5	0,6
Зернистые и порошистые	0,5—7	48,0	—	72,0	96,8
Пылеватые	<0,5	48,2	37,7	13,0	2,4
Растительные остатки	—	3,0	—	1,5	0,2

Таблица 68

Влияние многолетних трав на восстановление структуры почв в пахотном слое алтайского чернозема
(данные В. П. Бойко и Д. И. Папазова)

Угодье	Содержание водопрочных агрегатов, % (размер агрегатов, *мм*)		
	>1	1—0,25	<0,25
Старопашка	23,6	44,5	31,9
Клевер+тимофеевка 2-го года	51,9	33,2	14,9
Люцерна+тимофеевка 2-го года	53,0	32,6	14,4
Старопашка	22,2	43,2	34,7
Люцериа 2-го года	40,6	32,8	26,6

Многолетние травы (клевер в смеси со злаками на севере и люцерна, одна или в смеси со злаками, в орошаемом хозяйстве на юге) обогащают почву большим количеством свежего органического вещества, способствуют интенсивной деятельности червей и насекомых, вызывают бурную активность грибов, бактерий и актиномицетов, способствуют появлению свежих продуктов их жизнедеятельности и автолиза. Все это в совокупности за короткий период (2—4 лет) приводит к значительному улучшению структурного состояния почв и появлению водоустойчивых структурных агрегатов (табл. 68). Рисунки 64, 65 убедительно демонстрируют, как после возделывания трав значительно улучшается структура различных почв, в частности структура, сложение и водопроницаемость хлопковых сероземных почв.

На современном этапе развития земледелия в СССР внедрение правильных севооборотов с многолетними травами является действенным способом улучшения структурного состояния и одним из дополнительных средств борьбы с заболачиванием и засолением почв.

Наряду с культурой многолетних трав в севообороте увеличение запасов органического вещества в почвах и улучшение структурного состояния их могут достигаться периодическим применением так называемых зеленых удобрений — сидерации. В пахотный слой почвы запахивается большая масса зеленой растительности (вика в смеси с овсом,

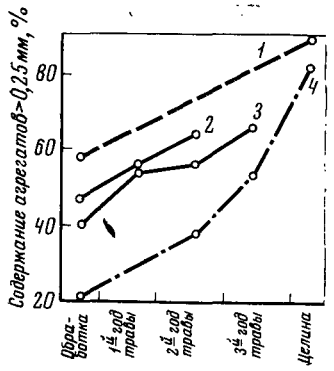


Рис. 64. Влияние многолетних трав на структурность почв (по Ростовцевой и Аваеву, 1935)

1 — мощный чернозем;
2 — оподзоленный чернозем;
3 — дерново-подзолистая почва;
4 — серая лесная почва

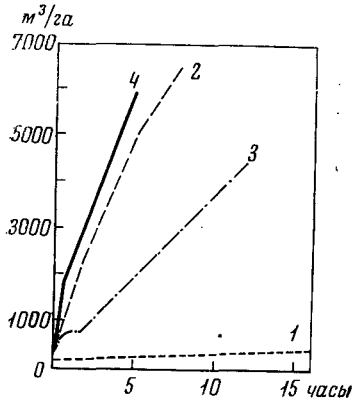


Рис. 65. Влияние структуры и травосеяния на водопроницаемость почв. Незасоленный светлый серозем

Хлопчатник:
1 — 0—13 *см*,
2 — 40—50 *см*.
Люцерна:
3 — 0—14 *см*,
4 — 40—58 *см*

озимый горох, сераделла, маш и др.). Зеленые удобрения в теплых районах СССР можно выращивать в качестве пожнивных (повторных) культур.

Обогащая почву свежим органическим веществом и вызывая усиление микробиологической деятельности, зеленые удобрения во многих случаях не уступают навозу по эффективности структурообразования. Зелсные удобрения в орошаемых районах имеют особенно большое значение благодаря возможности осенне-зимней вегетации.

Наконец, внесение в почву таких органических удобрений, как солома, сахарная барда, жом, торф при условии предварительного их компостирования и заправки почв специфическими бактериями и грибками (Aspergillus niger, Trichoderma lignorum, Mucor intermedius и др.) также способствуют обогащению почв органическим веществом, улучшению их структурного состояния и появлению водоустойчивых структурных агрегатов (данные Ф. Ю. Гельцер, Н. А. Дороховой, Н. П. Корнеевой).

Изменение состояния почвенных коллоидов. Органические и минеральные почвенные коллоиды могут дать устойчивый структурообразующий эффект в случае их необратимой коагуляции. В кислых лесных подзолистых почвах северных областей СССР органические вещества находятся в неподвижной форме (фульвокислоты). Они переводят в раствор или в подвижное состояние соединения полуторных окислов и пептизируют глины, что сопровождается общим ухудшением структуры почв.

Известкование в сочетании с применением навозных удобрений и многолетних трав переводит кислые органические и минеральные коллоиды в более устойчивое коагулированное состояние и способствует улучшению структурности кислых почв. Сильнощелочные почвы (солонцы, содовые солончаки) также отличаются бесструктурностью вследствие подвижности и некоагулированности коллоидов. Внесение гипса в сочетании с применением навозного удобрения и действием многолетних трав в севообороте приводит к нейтрализации щелочной реакции в подобных почвах, необратимой коагуляции органических и минеральных почвенных коллоидов и соответственно к улучшению структурного состояния почв.

Уменьшение подвижности почвенных коллоидов может быть достигнуто в щелочных почвах и на тяжелых кислых глинистых почвах с помощью термической обработки, ведущей к обезвоживанию почвенных гелей и их оструктуриванию. Так, с этими целями на бесструктурных орошаемых щелочных почвах применяется так называемый перегар — термический пар. Сущность «перегара» заключается в оставлении после вспашки глыбистой бесструктурной поверхности поля на лето под черный пар для нагрева ее солнечными лучами до 50—70°. Длительное высушивание и прогревание почвы сопровождается обезвоживанием почвенных коллоидов и приводит к тому, что к осени бесструктурные глыбы распадаются на комковато-зернистые и ореховатые агрегаты.

Искусственный обжиг тяжелых кислых глинистых почв на севере, применяемый с давних времен, также воздействует на состояние почвенных гелей и, вызывая их необратимую дегидратацию и оструктуривание, способствует улучшению агрегатности почв. Аналогичный эффект вызывает обжиг тяжелых бесструктурных содовых солонцов (табл. 69).

Таблица 69

Изменение агрегатного состава гор. В солонцовой почвы под влиянием обжига в течение 3,5 часов при температуре 300° С

Образец	Содержание фракций, % (размер агрегатов, *мм*)									
	5—3	3—2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001
Непросушенный	0,00	0,00	0,96	0,96	0,89	20,39	28,72	13,60	4,80	19,50
Обожженный	70,80	12,00	7,41	2,05	0,49	6,19	1,06	0,00	0,00	0,00

Обработка почв в состоянии физической спелости. Механическая обработка почв является необходимым приемом регулярного воздействия на физическое состояние пахотного слоя почвы и на его структуру. Одну из главных задач рациональной обработки почв В. Р. Вильямс видел в том, чтобы придать пахотному слою комковато-зернистую структуру при наименьшем распылении и наименьших затратах. Механическое воздействие на почву должно быть, по В. Р. Вильямсу, по возможности редким, с целью уменьшения неизбежного при частой механической обработке почв распыления.

Вспашка и остальные приемы механической обработки почв должны производиться в тот момент, когда пахотный слой почвы находится в состоянии физической спелости. Под спелостью почвы, по Вильямсу, понимают такое состояние влажности ее, при котором она требует меньше всего усилия для обработки и в котором она при воздействии обрабатываю-

щих орудий свободно крошится и распадается на структурные отдельности.

Рациональная своевременная механическая обработка почвы может поддерживать в течение вегетационного периода удовлетворительную структуру пахотного слоя, благоприятное соотношение в нем между некапиллярной и капиллярной скважностью, а также охранять почвенную влагу от испарения.

Рациональная механическая обработка почв имеет особенно большое значение в условиях орошаемого земледелия. Сероземные орошаемые почвы вследствие природной малой гумусности имеют плохую структуру. Поливы, кроме того, способствуют более или менее сильному обесструктуриванию пахотного слоя почвы.

Многолетние травы в севообороте, зеленые и органические удобрения способствуют улучшению структуры орошаемых почв. Однако рациональная механическая обработка почв, занятых орошаемыми культурами, особенно пропашными (хлопчатник, свекла, кукуруза, подсолнечник), также является весьма важным средством поддержания структурности пахотного слоя в вегетационный период после распашки многолетних трав.

Глубокая зяблевая вспашка, перепашка и боронование почвы весной, тщательная культивация почв после поливов, производимые *обязательно в момент физической спелости* пахотного слоя почвы, оказывают весьма существенное воздействие на поддержание благоприятных структурности и водно-воздушного режима орошаемых почв. Если же эти работы выполняются на переувлажненной или пересохшей почве, происходит распыление почвы, со всеми отрицательными последствиями.

Значение рациональной обработки почв в целях ежегодного восстановления и поддержания структурности пахотного слоя высоко оценивается зарубежными учеными и наряду с травосеянием признается важнейшим средством поддержания плодородия почв (Д. Рессел, М. Краузе и др.).

Д. Г. Виленский и за ним ряд других советских и зарубежных исследователей установили весьма ингересное явление устойчивой агрегированности почв в результате механического воздействия на них при влажности, соответствующей состоянию «затворения». Агрегаты, возникающие при этом, сохраняются после высыхания почв и приобретают довольно высокую водоустойчивость (Виленский, 1945). По лабораторным исследованиям, агрегатность почв при этом значительно возрастает, если разрыхление почвы производится с добавкой торфа или навозной жижи. Однако в практику земледелия этот прием не вошел.

С. Н. Рыжов и А. И. Ефимов, исследуя роль рациональной механической обработки почвы на орошаемых сероземах Приташкентского оазиса, установили огромное значение физической спелости почв в структурообразовании с помощью обработки. Поливные сероземы, регулярно обрабатывавшиеся в момент физической спелости, приобретали благоприятную структурность и давали более высокие урожаи. Даже такой прием, как боронование, если оно производится в момент физической спелости почв, дает высокий структурообразующий эффект.

Так, М. Цыганов (1936) установил, что боронование сибирских почв при влажности, близкой к полевой влагоемкости, уменьшает содержание распыленных бесструктурных частиц и увеличивает количество структурных отдельностей (с диаметром более 1 *мм*) и водоустойчивых микроагрегатов (с диаметром более 0,25 *мм*) на 40—50—60%.

Однако положительный структурообразующий эффект рациональной механической обработки в период физической спелости пахотного слоя почв возможен только в том случае, если почвы регулярно обогащаются свежим органическим веществом и имеют высокую общую биологическую активность, т. е. в почвах, которые обрабатываются в условиях правильного севооборота с многолетними травами.

В последние 15—20 лет значительные успехи в искусственном структурообразовании почв получены при внесении в пахотный слой некоторых высокомолекулярных соединений и поверхностно-активных веществ. Очевидно, земледелие будущего для улучшения структуры будет широко использовать препараты этого типа.

При решении проблемы управления структурностью почв следует иметь в виду, что не всякая структура почв агрономически полезна. Агрегаты должны сами обладать определенной внутренней порозностью (порядка 45—56%) и быть упакованными в почве так, чтобы межагрегатная порозность составляла около $^1/_3$ общей.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОЧВ И ГРУНТОВ

Важнейшие физические свойства почвы (сложение, структура, водопроницаемость, влагоемкость и водоподъемная способность), поглощение и обмен ионов, запасы питательных веществ в весьма большой степени зависят от диаметра первичных механических частиц, слагающих почву, и от соотношения различных фракций. Коллоидно-дисперсные глинистые и гумусовые частицы склеиваются между собой и с более крупными обломками минералов и образуют микроструктурные агрегаты.

Соотношение разных по размеру фракций первичных механических частиц и водоустойчивых микроагрегатов в почве отражает степень дисперсности твердой фазы почвы и может быть охарактеризовано так называемым гранулометрическим составом. Гранулометрический состав почвы и почвообразующих пород (процентное содержание фракций первичных элементарных частиц и устойчивых микроагрегатов) и характеризует почву как полидисперсную систему.

Механический состав почв

При исследовании гранулометрического состава почвы могут преследоваться разные цели. В тех случаях, когда необходимо установить скрытую первичную слоистость и микрослоистость почвообразующих пород, существование процессов перемещения коллоидных веществ по профилю, исследовать первичный состав механических элементов при максимальной степени их дисперсности, производится механический анализ почвы и почвообразующих пород. Механический анализ производится с искусственным разрушением макро- и микроагрегатов, составляющих почву. Это достигается предварительным измельчением навески почвы и пропусканием ее через миллиметровое сито, разрушением содержащегося в почве $CaCO_3$ с помощью раствора слабой соляной кислоты [1], отмыванием кальция, а затем избытка хлор-иона, последующим добавлением NaOH, взбалтыванием и кипячением (Качинский, 1965).

---

[1] Если необходимо знать механический состав без устранения карбонатов, обработка навески соляной кислотой не производится, но почва насыщается обменным натрием или обрабатывается щелочными растворами для пептизации микроагрегатов

Растворение углекислого кальция, кипячение и добавление раствора щелочи приводят к разрушению прочных микроструктурных агрегатов почвы, возникающих при коагуляции почвенных гелей и в процессах химической цементации и т. д. Иногда для полного разрушения микроагрегатов, цементированных органическим веществом, применяется сжигание последнего перекисью водорода.

Полученная суспензия пропускается через сито с отверстиями 0,25 *мм* для отделения фракции 0,25—1 *мм*. Содержание фракций меньшего размера определяется в высоком цилиндре, куда помещается суспензия. Из взмученной суспензии через определенные промежутки времени берут пипеткой пробы с разных глубин. Пользуясь формулой Стокса, можно точно знать, в какой части цилиндра через определенное время будут находиться частицы определенного диаметра:

$$V = 0{,}22\, r^2 \frac{(D_1 - D_2) \cdot g}{\eta},$$

где V — скорость падения частиц в воде, r — радиус частиц, D_1 — удельный вес частицы, D_2 — удельный вес жидкости, g — ускорение силы тяжести (981 *см/сек*^{2}), η — вязкость жидкости.

Содержание фракций механического состава почв определяется по весу высушенных проб и выражается затем в процентах от исходной навески.

Данные о механическом составе почв и грунтов необходимы для представления о происхождении и однородности почвообразующих пород, о физико-химических реакциях при почвообразовании, передвижении коллоидных веществ в почвенном профиле и т. д.

Микроагрегатный состав почв

Для характеристики важнейших физических, агрономических и мелиоративных свойств почвы необходимы также данные о структуре и микроструктуре почв и почвообразующих пород.

Для исследования микроагрегатного состава образцы почв и грунтов не подвергаются предварительной искусственной обработке (кроме замочки и осторожного встряхивания в воде).

Метод микроагрегатного анализа основан на тех же приемах и технике, что и метод механического анализа. Однако в формулу Стокса при этом вводится поправка С. В. Астапова: коэффициент 0,22 в формуле Стокса для микроагрегатного анализа заменяется коэффициентом 0,13. Микроагрегаты с диаметром крупнее 0,05 *мм* иногда разделяются на ситах, погруженных в воду (мокрое просеивание).

Параллельное исследование механического и микроагрегатного состава с сопоставлением процентного соотношения фракций элементарных частиц и микроагрегатов представляет собой так называемый гранулометрический анализ почв и грунтов. Гранулометрический состав почв и грунтов позволяет судить о водопрочности микроагрегатов и склонности почв к распылению.

Главнейшие свойства фракций

Наиболее грубое разделение почв по механическому составу производится по количеству физической глины (частицы диаметром менее 0,01 *мм*) и физического песка (частицы диаметром более 0,01 *мм*).

В табл. 70 приведено параллельное сравнение физических, физико-химических и агрономических свойств глины и песка. Из этого сопостав-

Таблица 70

Важнейшие различия в свойствах песка и физической глины

Свойства	Глина	Песок
Пористость	Высокая, до 70%, представлена тончайшими порами и капиллярами	Умеренная, до 50%, представлена по преимуществу некапиллярными и крупнокапиллярными порами
Связность	В сухом состоянии высокая, во влажном понижается	В сухом состоянии низкая, во влажном возрастает
Пластичность	Высокая	Отсутствует
Усадка при высыхании	Высокая	Очень слабая
Водопроницаемость	Очень низкая	Очень высокая
Водоподъемная способность	Медленная, на большую высоту	Очень быстрая, на ничтожную высоту
Влагоемкость	Высокая	Невысокая
Содержание SiO_2, %	40—50	75—95
Содержание R_2O_3, %	30—40	5—10—20
Поглотительная способность	Высокая	Не выражена
Минералы	Главным образом вторичные	Главным образом первичные
Содержание питательных веществ	Значительное	Крайне небольшое
Содержание гумусовых веществ	Большое (не всегда)	Небольшое
Содержание микроэлементов	Большое	Небольшое
Тепловой режим	Холодный	Теплый
Механическая обработка	Тяжелая	Легкая
Уровень естественного плодородия	Низкий, но потенциально высокий	Низкий

ления следует, что чисто глинистые бесструктурные и чисто песчаные бесструктурные почвы глубоко различны, но и те и другие обладают неблагоприятными свойствами. Практика земледелия давно установила, что лучшими с точки зрения гранулометрического состава являются почвы среднесуглинистого типа, в которых пропорционально представлены как глинистые, так и песчаные частицы. Глинистые же почвы плодородны лишь в том случае, если они богаты органическим веществом и обладают комковато-зернистой структурой.

Чистые песчаные или глинистые отложения представляют собой системы, близкие к монодисперсным, т. е. к системам, у которых диаметр частиц примерно одинаков.

Монодисперсные почвообразующие породы и почвы, однако, распространены в природе крайне редко. Однородные по диаметру частицы песка, супеси и глины встречаются в отложениях древних озер, заливов, пойм и дельт, на относительно ограниченных пространствах; режим водоемов, где происходила седиментация этих отложений, должен был быть сравнительно устойчивым и однородным. Дюнные, барханные пески, утерявшие в процессе эоловой переработки тонкие глинистые и пылеватые частицы, также приобретают характер монодисперсных систем. В подавляющем же большинстве случаев почвообразующие породы и почвы имеют сложный гранулометрический и механический состав.

Для характеристики полидисперсных почв различают фракции с довольно дробным разделением по диаметру частиц:

Фракция	Диаметр
Коллоидных частиц	$<0{,}25$ *мк*
Надколлоидных »	0,25—1 *мк*
Глинистых »	0,001—0,005 *мм*
Иловатых »	0,005—0,01 *мм*
Пылеватых »	0,01—0,25 *мм*
Песка	$<0{,}25$—1—2 *мм*
Гравия	2—40 *мм*
Щебня, гальки	>4—5 *см*
Камня	20 *см*

При оценке микроагрегатного состава почв различают фракции макроагрегатов (с диаметром 10—0,25 *мм*) и микроагрегатов (с диаметром $<0{,}25$ *мм*).

Фракция микроагрегатов подразделяется на более тонкие, параллельные фракциям механического состава.

Наибольшее распространение в СССР получили номенклатура и подразделение фракций механического состава Н. А. Качинского и В. В. Охотина (табл. 71).

Таблица 71

Классификации механических элементов почвы, наиболее распространенные в СССР
(Н. А. Качинский, 1965)

Диаметр механических элементов почвы, *мм*	Качинский		Охотин	
>20	Камни		Хрящ и гравий	крупный
20—10				средний
10—7				мелкий
7—3				очень мелкий
3—2	Гравий		Песок	крупный
2—1				
1—0,5	Песок	крупный		средний
0,5—0,25		средний		мелкий
0,25—0,05		мелкий		песчано-пылеватый
0,05—0,01	Пыль	крупная		Пыль
0,01—0,005		средняя		Ил
0,005—0,002		мелкая		
0,002—0,001				
0,001—0,0005	Ил	грубый	Глина	грубая
0,0005—0,0001		тонкий		тонкая
<0,0001		коллоиды		
>0,01	Физический песок			
<0,01	Физическая глина			

В западной научной литературе используется приводимая ниже так называемая международная классификация механических элементов, обсуждавшаяся и принятая на специальных конференциях:

Фракция	Диаметр частиц, *мм*
Хрящ, гравий грубый	20—6
Хрящ, гравий мелкий	6—2
Песок грубый	2—0,6
Песок мелкий	0,6—0,2
Песок очень тонкий	0,2—0,06
Песчаная пыль	0,06—0,02
Пыль средняя	0,02—0,006
Пыль мелкая	0,006—0,002
Ил, глина	$< 0{,}002$
Коллоиды	$< 0{,}0002$

Свойства фракций механического состава весьма различны. Эти свойства передаются почвам в соответствии с преобладанием тех или иных фракций.

Фракция коллоидных частиц, $d < 0{,}25$ *мк*. Частицы коллоидной фракции характеризуются следующими специфическими признаками: длительной устойчивостью во взвешенном в воде состоянии, резко выраженным броуновским движением, высокой поглотительной способностью, преобладанием вторичных глинных минералов, большим содержанием органических веществ, сильно выраженной способностью к коагуляции под воздействием поливалентных катионов, резких колебаний температуры и дегидратации.

Большое содержание коллоидной фракции (20—30—40%) в механическом составе почво-грунтов может определять диаметрально противоположные свойства в зависимости от того, находятся ли коллоидальные вещества в коагулированном состоянии или они не коагулированы. Коллоидные вещества, присутствуя в большом количестве в составе почв и грунтов в некоагулированном состоянии, придают последним чрезвычайно низкую водопроницаемость, весьма медленное передвижение капиллярной воды и малую подвижность воды вообще, а также низкую ее доступность для сельскохозяйственных растений, большую набухаемость и липкость во влажном состоянии, сильную усадку, трещиноватость и твердость в сухом состоянии. Наоборот, если коллоидная фракция находится в коагулированном состоянии, то при большом содержании почвы и грунты характеризуются хорошей структурой и макроагрегатностью, хорошей водопроницаемостью, аэрацией, малой липкостью и т. д.

Фракция надколлоидных частиц, $d = 1—0{,}25$ *мк*. Специфические черты, свойственные фракции коллоидных частиц, выражены в ослабленной степени и у частиц надколлоидной фракции. В частицах этой фракции констатируются большая поглотительная способность, броуновское движение, способность к коагуляции с агрегированием грунта. При большом содержании в почве надколлоидной фракции в некоагулированном состоянии наблюдается низкая водопроницаемость, медленное движение капиллярной воды на большую высоту.

Фракция глинистых частиц, $d = 0{,}001—0{,}005$ *мм*. Фракция характеризуется пониженной поглотительной способностью. Минералогически она представлена сочетанием вторичных глинных минералов и главным образом тончайших обломков первичных минералов. Обладает резко выра-

женной способностью к коагуляции. Необратимая коагуляция ослаблена. Содержит повышенное количество гумусовых веществ. При большом содержании в составе почв и грунтов в некоагулированном состоянии сообщает им пониженную водопроницаемость, высокое, но медленное капиллярное поднятие, большую величину недоступной растениям воды, набухаемость и липкость во влажном состоянии, усадку, трещиноватость и твердость в сухом.

Фракция иловатых частиц, d=0,005—0,01 *мм*. Н. А. Качинский называет эту фракцию средней пылью. Скорость падения частиц этого диаметра в суспензии 1 *см* в 50 *сек*. В отличие от глинистых и коллоидных частиц, эта фракция не обладает поглотительной способностью и не обнаруживает эффекта коагуляции. Поэтому большое содержание этой фракции в грунте придает ему целый ряд отрицательных агрономических и мелиоративных свойств: бесструктурность, плотность, плохую проницаемость для корневых волосков, низкую водопроницаемость. Вместе с тем, грунты с большим содержанием этой фракции отличаются быстрым капиллярным передвижением воды на значительную высоту. Они не набухают, мало связны, легко разваливаются, при большой влажности переходят в плывунное состояние, в сухом состоянии легко распыляются.

В тех случаях, когда эта фракция представлена не элементарными механическими обломками, а микроструктурными агрегатами, свойства почв и грунтов заметно улучшаются, повышается водопроницаемость и аэрация грунта, снижается скорость капиллярного поднятия и испарения.

Фракция пылеватых частиц, d =0,01—0,25 *мм*. Скорость падения в суспензии 10 *см* за 5 *сек*. Н. А. Качинский подразделяет ее на фракцию крупной пыли с диаметром частиц 0,01—0,05 *мм* и фракцию мелкого песка с диаметром частиц 0,05—0,25 *мм*. Частицы этого диаметра не обладают поглотительной способностью и не подвергаются коагуляции, т. е. не могут способствовать структурообразованию почв и грунтов.

Многие среднеазиатские лёссы, лёссовидные суглинки, аллювиальные наносы, а также ирригационные отложения на орошаемых полях характеризуются преобладанием этих частиц.

Большое содержание пылеватых частиц в составе почв и грунтов придает им низкую водопроницаемость, склонность к быстрому заплыванию, сравнительно высокую подвижность капиллярной воды, отсутствие набухаемости. Однако если фракция этих частиц представлена микроагрегатами, суммарные свойства почв и грунтов приобретают благоприятные качества с агрономической точки зрения. Поэтому при оценке агрономических, физических и мелиоративных свойств почво-грунта необходимо знать, представлена ли данная фракция элементарными механическими частицами или микроагрегатами.

Фракция песка, d=0,25—2 *мм*. Эта фракция совершенно не обладает поглотительной способностью и эффектом коагуляции. Почвы с большим содержанием этой фракции отличаются хорошей водопроницаемостью, низкой влагоемкостью, малой высотой и большой скоростью капиллярного поднятия воды. При большой влажности эти почвы приобретают повышенную связность и несущую способность. Минералогически данная фракция представлена чаще всего обломками кварца, во многих случаях полевыми шпатами и др.

Фракция гравия, d=2—40 *мм*. Поглотительной и коагуляционной способностью эта фракция не обладает. При большом содержании в почвогрунте придает ему повышенную водопроницаемость, отсутствие водоподъемной способности и так называемую естественную дренирован-

ность, т. е. возможность свободного оттока гравитационной воды. Минералогически фракция представлена обломками первичных минералов и пород.

Фракция щебня и гальки, *d* крупнее 40 *мм*. Присутствие большого количества щебня и гальки в почвах весьма ухудшает их агрономические качества. Однако подстилание щебнем и галькой на глубине 3—5 *м* орошаемых мелкоземистых почв благоприятно. Почвы при этом обладают естественной дернированностью, обеспечивающей свободный отток избыточных оросительных и грунтовых вод. Наличие таких прослоев в почво-грунтах увеличивает эффективность работы искусственного дренажа.

Сравнение свойств различных фракций. При исследовании физических, физико-химических и агрохимических показателей различных фракций, выделяемых при механическом анализе из почв и почвообразующих пород, были вскрыты глубокие различия в свойствах.

В табл. 72 показано, что фракции песчаных частиц с диаметром более 0,25 *мм* обладают нулевым набуханием, относительно высокой фильтра-

Таблица 72

Основные физические свойства механических фракций

Размер фракций, *мм*	Максимальная молекулярная влагоемкость, %	Высота поднятия капиллярного столба воды, *см*	Коэффициент фильтрации, *см/сек*	Набухание, % по отношению к первоначальному объему	Пластичность, %	
					предел текучести	предел раскатывания в шнур
3—2	0,2	0	0,5	—	Не пластична	
2,0—1,5	0,7	1,5—3,0	0,2	—	»	
1,5—1,0	0,8	4,5	0,12	—	»	
1,0—0,5	0,9	8,7	0,072	—	»	
0,5—0,25	1,0	20—27	0,056	0	»	
0,25—0,10	1,1	50	0,030	5	»	
0,10—0,05	2,2	91	0,005	6	»	
0,05—0,01	3,1	200	0,0004	16	»	
0,01—0,005	15,9	—	—	105	40	28
0,005—0,001	31,0	—	—	160	48	30
<0,001	—	—	—	405	87	34

цией и ничтожной водоподъемной способностью. Перелом этих свойств начинается в частицах с диаметром меньше 0,25 *мм*, т. е. во фракциях мелкого песка и пыли. В них заметно возрастает высота капиллярного поднятия при одновременном появлении набухаемости и снижении коэффициента фильтрации. Весьма значительная высота капиллярного поднятия, большие величины набухания, пластичности и максимальной молекулярной влагоемкости появляются лишь в иловатых и глинистых частицах.

Существенный скачок в степени дисперсности, возрастании внутренней поверхности, поглотительной способности начинается с фракции меньше 0,002 *мм*. Однако наиболее высокая поглотительная способность, порядка 55 *мг-экв*/100 *г*, высокая теплота смачивания, порядка 1260 *кал*/100 *г*, и большое поглощение воды (парообразной и пленочной) появляются во фракциях с диаметром меньше 0,001 *мм* (табл. 73).

Таблица 73

Некоторые свойства гранулометрических фракций
(по данным Мельникова, 1949)

Размер частиц, *мм*	Поверхность 100 *г* почвы, $см^2 \cdot 10^3$	ММВ, %	МГ, %	Емкость обмена, *мг-экв*/100 *г*	Теплота смачивания, *кал*/100 *г*
0,01—0,005	302	26,2	0,4	0,7	16
0,005—0,004	503	30,6	1,1	1,3	36
0,004—0,003	647	31,2	1,5	3,8	68
0,003—0,002	906	32,0	1,9	4,5	102
0,002—0,001	1520	34,2	5,1	6,4	156
0,001—0,005	3020	37,4	25,4	—	—
<0,001	—	40,0	27,6	55,0	1260

Таблица 74

Механический состав и молекулярная влагоемкость, %
(по А. Ф. Лебедеву)

Песок	Глина	Молекулярная влагоемкость	Песок	Глина	Молекулярная влагоемкость
0	100	44,85	60	40	18,92
20	80	36,50	80	20	9,46
40	60	26,84	100	0	1,60

Опыты А. Ф. Лебедева показали, что при изменении процентного соотношения фракций песка и глины коренным образом изменяются водно-физические свойства почв. С возрастанием содержания глины происходит резкое увеличение молекулярной влагоемкости почв (табл. 74).

В табл. 75 приведены данные валового химического состава фракций лёсса и некоторых почв. Из этих данных видно, что во фракциях пыли и песка преобладает кремнезем. Наоборот, во фракции иловатых и глинистых частиц (диаметр меньше 0,005 *мм*) отмечается существенное повышение содержания полуторных окислов, соединений серы, кальция, магния, фосфора, калия.

Очень важно учитывать распределение гумуса в различных фракциях. Обычно во фракциях среднего и мелкого песка гумус отсутствует, а в крупной песчаной пыли содержание его не превышает 1,5—2,0%. Во фракциях мелкой пыли и ила содержание гумуса достигает 10—12%. При этом возрастает также доля содержания легкогидролизуемого гумуса, извлекаемого кислотными и щелочными вытяжками. С уменьшением диаметра частиц происходит также резкое возрастание содержания подвижной кремнекислоты, соединений фосфора и калия.

Однако следует отметить, что прямого, постоянного и полного соответствия между механическим составом и указанными свойствами почв не бывает. Одна из причин этого отмечена выше. Объединение первичных элементарных частиц в микро- и макроагрегаты, несмотря на обилие глинистых и коллоидных механических частиц, придает почвам и грунтам

Таблица 75

Химический состав механических фракций различных почв и грунтов, в % на сухую навеску (Качинский, 1965)

Почва, грунт	Диаметр механических элементов, *мм*	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	R_2O_3	CaO	MgO	P_2O_5	$K_2O + Na_2O$	CO_2	Источник
Лёсс южнорусский	Не расчленен	61,3	—	—	15,9	8,7	1,8	—	—	5,8	
	0,25—0,05	84,3	—	—	8,3	3,2	0,6	—	—	2,5	
	0,05—0,01	79,7	—	—	10,3	3,3	0,6	—	—	2,1	
	0,01—0,005	62,2	—	—	17,3	7,6	2,0	0,2	5,0	5,3	
	0,005—0,001	42,7	—	—	24,6	12,7	3,1	—	—	9,5	
	<0,001	39,0	—	—	29,9	14,1	5,1	0,3	6,0	10,1	
Глина покровная, Пензенская область	Не расчленена	66,01	6,09	15,59	21,68	—	—	—	—	—	Морозов (1949)
	0,05—0,01	83,40	27,27	6,19	8,46	—	—	—	—	—	
	0,001—0,00054	50,38	9,74	16,50	26,14	—	—	—	—	—	
	0,00040—0,00028	48,48	10,62	17,82	28,44	—	—	—	—	—	
	0,00028—0,00022	47,10	11,12	18,65	29,77	—	—	—	—	—	
	<0,00022	43,47	11,19	19,02	30,21	—	—	—	—	—	
Подзолистая почва	Не расчленена	85,2	—	—	8,8	1,4	1,0	—	—	0,0	Мазуренко (1903)
	0,25—0,01	89,4	—	—	—	1,1	—	—	—	0,0	
	0,01—0,005	79,1	—	—	12,3	1,2	—	—	—	0,0	
	0,005—0,001	63,2	—	—	24,3	2,7	1,8	—	—	0,0	
	<0,001	53,7	—	—	23,2	3,4	2,3	0,3	9,0	0,0	
Американские почвы (усредненные данные)	1—0,2	93,9	1,2	1,6	2,8	0,4	0,5	0,05	0,8	—	Рассель и Галль (1924)
	0,2—0,04	94,0	1,2	2,0	3,2	0,5	0,1	0,1	1,5	—	
	0,04—0,01	89,4	1,5	5,1	6,6	0,8	0,3	0,1	2,3	—	
	0,01—0,002	74,2	5,1	13,2	18,3	1,6	0,3	0,2	4,2	—	
	<0,002	53,2	13,2	21,5	34,7	1,6	1,0	0,4	4,9	—	

повышенную водопроницаемость, аэрированность, уменьшение сил сцепления, уменьшение сопротивления механическим усилиям, обеспеченность гумусом и элементами минерального питания растений.

Кроме агрегатности, большое значение имеет форма, химический и минералогический состав частиц. Так, например, частицы листовато-таблитчатой формы (гидрослюды) придают грунтам значительно бо́льшую пластичность и связность, чем это можно было бы ожидать по размерам диаметра частиц.

В большой степени свойства почв при одинаковом механическом составе определяются характером поглощенных катионов. Поглощенные щелочные металлы, особенно натрий, придают глинистым и суглинистым почвам значительно меньшую агрегированность и соответственно более низкую водопроницаемость, медленное капиллярное поднятие воды, повышенную набухаемость, вязкость и пластичность во влажном состоянии, твердость, усадку и трещиноватость в сухом. Обратный эффект оказывает поглощенный кальций.

Классификация почв по механическому составу

Существует много классификаций почв и грунтов по гранулометрическому и механическому составу в зависимости от соотношения тех или иных фракций. В табл. 76 приводится простая и чрезвычайно удобная для

Таблица 76

Классификация почв по механическому составу (по Н. А. Качинскому)

Содержание физической глины (частиц <0,01 *мм*), %			Содержание физического песка (частиц >0,01 *мм*), %			Краткое название почвы по механическому составу
Почвы						
подзолистого типа почвообразования	степного типа почвообразования, красноземы и желтоземы	солонцы и сильносолонцеватые почвы	подзолистого типа почвообразования	степного типа почвообразования, красноземы и желтоземы	солонцы и сильносолонцеватые почвы	
0—5	0—5	0—5	100—95	100—95	100—95	Песок рыхлый
5—10	5—10	5—10	95—90	95—90	95—90	» связный
10—20	10—20	10—15	90—80	90—80	90—85	Супесь
20—30	20—30	15—20	80—70	80—70	85—80	Суглинок легкий
30—40	30—45	20—30	70—60	70—55	80—70	» средний
40—50	45—60	30—40	60—50	55—40	70—60	» тяжелый
50—65	60—75	40—50	50—35	40—25	60—50	Глина легкая
65—80	75—85	50—65	35—20	25—15	50—35	» средняя
>80	>85	>65	<20	<15	<35	» тяжелая

запоминания классификация Н. А. Качинского, получившая общее признание. В основе этой классификации лежит соотношение между фракцией «физической глины», т. е. частиц с диаметром меньше 0,01 *мм*, и «физическим песком», т. е. фракцией с диаметром частиц больше 0,01 *мм*.

Исходя из соотношения физического песка и физической глины, а также фракций: песчаной (>0,05 *мм*), пылеватой (0,05—0,001 *мм*) и иловатой (<0,001 *мм*), Качинский выделил с большой детализацией 18 групп почв по механическому составу (табл. 77).

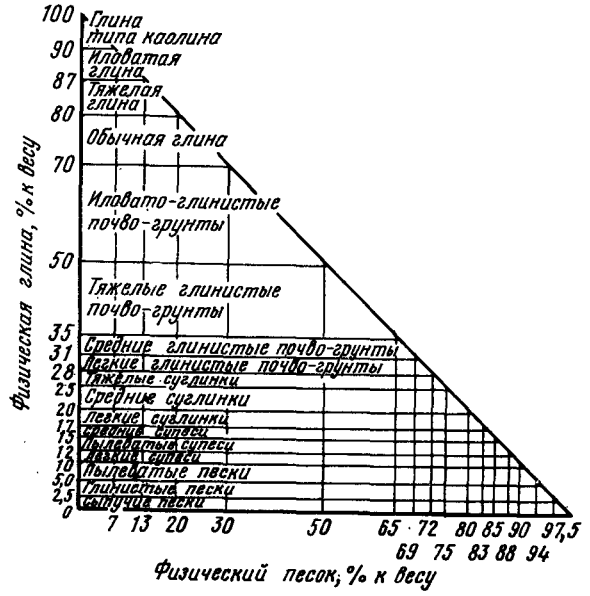


Рис. 66. Группы почво-грунтов по механическому составу (Поляков, 1933)

Н. В. Поляков предложил графическую схему (рис. 66) соотношения физической глины и физического песка для разделения грунтов по механическому составу, различая грунты от высокопластичной глины до сыпучего песка. Поляков отмечает, что в этой последовательности будут происходить изменения капиллярности, скважности, сил сцепления, водопроницаемости, воздухопроницаемости, сопротивления механическим усилиям и т. д.

Для сравнения на рис. 67 приводятся данные по классификации механического состава, применяемые в США. В основу положено соотношение трех фракций: песка, пыли, глины, показанное в треугольной диаграмме. Это дает возможность выделить 12 основных групп, которые подразделяются дополнительно по мере надобности. Применение таких диаграмм удобно вообще для графического выражения и группирования большого числа данных механического анализа.

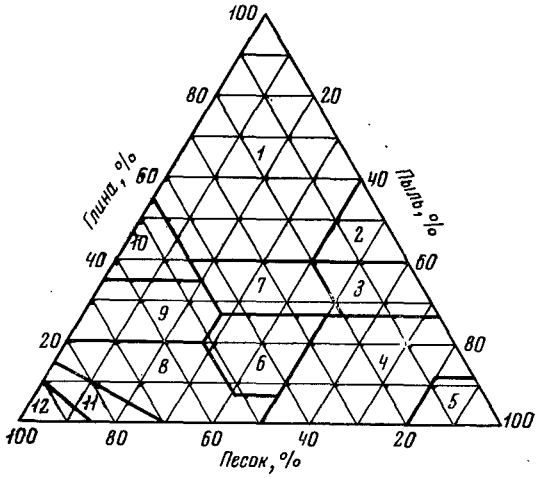


Рис. 67. Схема классификации почв по механическому составу, применяемая Бюро растениеводства, почв и агротехники департамента земледелия США

1 — глина;
2 — пылеватая глина;
3 — пылеватый тяжелый суглинок;
4 — пылеватый суглинок;
5 — пыль;
6 — суглинок;
7 — тяжелый суглинок;
8 — легкий суглинок;
9 — песчанистый тяжелый суглинок;
10 — песчанистая глина;
11 — супесь;
12 — песок

Таблица 77

Классификация почв по механическому составу Н. А. Качинского

Название основное	Название дополнительное	Преобладающие фракции, *мм*
Глины тяжелые (частиц <0,01 *мм* >80%)	Иловатые	<0,001
	Пылеватые	0,01—0,001
Глины средние и легкие (частиц <0,01 *мм* 60—80%)	Иловатые	<0,001
	Пылеватые	0,01—0,001
	Крупнопылеватые	0,05—0,01
Суглинки тяжелые (частиц <0,01 *мм* 40—60%)	Иловатые	<0,001
	Пылеватые	0,01—0,001
	Крупнопылеватые	0,05—0,01
Суглинки средние частиц <0,01 *мм* 30—40%)	Иловатые	<0,001
	Пылеватые	0,01—0,001
	Крупнопылеватые	0,05—0,01
	Песчаные	>0,05
Суглинки легкие (частиц <0,01 *мм* 20—30%)	Песчаные	>0,05
	Крупнопылеватые	0,05—0,01
Супеси (частиц <0,01 *мм* 10—20%)	Песчаные	>0,05
	Крупнопылеватые	0,05—0,01
Пески (частиц <0,01 *мм* 0—10%)	Песчаные	>0,05
	Крупнопылеватые	0,05—0,01

Способы выражения результатов и гранулометрические показатели

Результаты гранулометрических анализов выражают обычно в форме таблиц, но они неудобны для пользования. Лучше выражать результаты анализов в виде суммарных (кумуляционных) кривых. По абсциссе отлагаются логарифмы диаметров частиц, по ординате — суммарное содержание фракций в процентах. На рис. 68 приведены суммарные кривые механического состава суглинка и песка.

Пользуясь суммарной кривой гранулометрического состава, можно установить так называемый эффективный, или действующий, диаметр частиц (d_{10}). Действующим называется такой диаметр частиц почвы или грунта, меньше которого содержится лишь 10%, а крупнее — 90% всей массы частиц. Принимается, что водопроницаемость грунтов примерно пропорциональна квадрату действующего диаметра. Практическое значение этого показателя ограничено грубозернистыми и однородными почво-грунтами.

Хазен для вычисления водопроницаемости предложил второй гранулометрический показатель — коэффициент однородности грунта $e = d_{60}/d_{10}$, где d_{60} — диаметр частиц, меньше которого в грунте содержится 60% частиц. Применение этого коэффициента ограничено случаями, когда e не выше 5, т. е. главным образом песками.

Третьим гранулометрическим показателем является показатель удельной (специфической) поверхности грунта. Этот показатель, предложен-

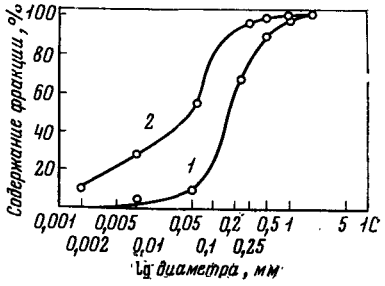


Рис. 68. Суммарная логарифмическая кривая гранулометрического состава (Нерпин, Чудиовский, 1967)

1 — песок;
2 — суглинок

ный Цункером, обратен действующему диаметру и равен сумме отношений весов всех фракций (q) к соответствующим диаметрам (d).

$$U = \frac{q_1}{d_1} + \frac{q_2}{d_2} + \frac{q_3}{d_3} \quad \text{и т. д.}$$

Этот показатель весьма условен, но он характеризует общую поверхность грунта. На стр. 361 показано, как растет суммарная поверхность у тонких фракций (ил, глины) в сравнении с фракциями пыли и особенно песка.

Если данные гранулометрического анализа свести к трем фракциям (песок, пыль, глина), то результаты анализов многих образцов можно наносить на треугольник Фере, широко применяемый в аэродромном и дорожном строительстве для составления и подбора оптимальных смесей, обладающих лучшими инженерными качествами. На рис. 69 показаны во

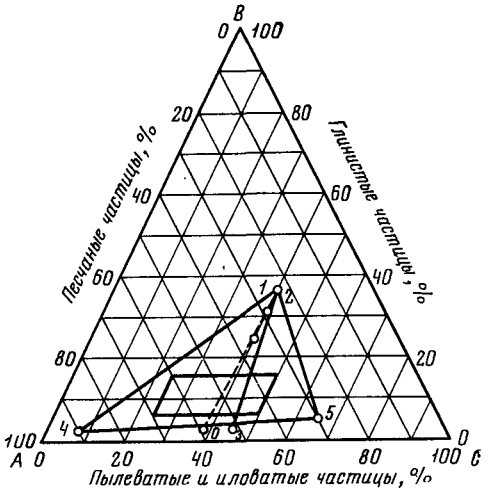


Рис. 69. Треугольник Фере, применяемый для оценки данных гранулометрического состава (Иванов, Охотин, 1934)

вписанном четырехугольнике пределы гранулометрического состава наиболее устойчивых грунтов. Грунты этого гранулометрического состава обладают наивысшей устойчивостью как в сухом, так и во влажном состоянии. Улучшение грунтов иного состава должно производиться так, чтобы, руководствуясь треугольником Фере, с помощью добавок других грунтов (фракций) получить для строительства дороги смесь оптимального гранулометрического состава.

Показатели дисперсности и структурности

Характер водно-физических свойств почво-грунтов в весьма большой степени зависит от степени коагулированности и агрегированности илистых, глинистых и коллоидных элементарных частиц. Это оценивается сопряженными микроагрегатным и механическим анализами, с параллельным определением одних и тех же фракций на одноименных образцах почв и грунтов, прошедших различную подготовку к анализу (без разрушений и с предельным разрушением микроагрегатов).

Сопоставление фракций микроагрегатного и механического анализов позволяет оценить устойчивость микроагрегатов в воде и установить количество агрегированных элементарных частиц. Путем простейших пересчетов и сопоставления содержания фракции диаметром менее 0,001 *мм*, полученной в микроагрегатном и механическом анализах, можно составить количественное представление о степени микроструктурности и степени дисперсности почво-грунтов.

Показатель дисперсности представляет собой отношение процентного содержания фракции менее 0,001 *мм* по микроагрегатному анализу к полному содержанию этой фракции по данным механического анализа.

Показатель микроструктурности представляет собой процентное отношение агрегированного ила ко всему запасу ила, определенному механическим анализом. Показатель микроструктурности численно представляет собой дополнение до 100% к показателю дисперсности. Чем выше показатель микроструктурности почвы, тем выше агрегированность коллоидных, глинистых и иловатых частиц, тем лучше структурность почвы, тем благоприятнее ее агрономические и физические свойства. Наоборот, чем выше показатель дисперсности, тем степень агрегированности иловатых, глинистых и коллоидных частиц меньше, тем хуже микроструктура почвы и тем менее благоприятны ее физические свойства. Так, например, сероземы и такыры, почвы пустынь, имеют несравненно более плохую микроструктуру, чем черноземы и каштановые почвы. Особенно хорошо это видно при сравнении содержания тонких фракций (<0,001 и 0,005—0,001 *мм*), а также по показателям дисперсности и структурности.

Агрономическое значение механического состава почв

Рассмотренные выше данные свидетельствуют о весьма большой зависимости уровня плодородия почв от гранулометрического и механического их состава. Многие сельскохозяйственные растения дают максимальный урожай и высокое качество продукции только на почвах определенного механического состава.

Общеизвестно, что виноградная лоза оптимально развивается и дает высококачественную продукцию на скелетных щебенчатых почвах. Табачный лист высокого качества чаще получается при возделывании табака на почвах легкого механического состава, содержащих значительное количество песчаных, скелетных, каменистых частиц и небольшое количество фракции коллоидных частиц. Культура картофеля, бахчевых и большинства овощей особенно тяготеет к супесчаным и легкосуглинистым почвам. Это установлено как для нечерноземных почв, так и для черноземных, каштановых и поливных почв Кавказа и Средней Азии. Тяжелые бесструктурные глинистые почвы в равной степени неблагоприятны для большинства сельскохозяйственных растений как на севере, так и на юге.

В условиях орошаемого хозяйства гранулометрический состав почвы и почвообразующих пород играет также весьма существенную роль. Максимальные потери оросительной воды на фильтрацию в ирригационных каналах (достигающие 60—70% водозабора) отмечаются на галечниковых и песчаных почвах. Для предотвращения больших потерь поливной воды на фильтрацию ирригационные каналы целесообразно размещать по возможности на почвах и почвообразующих породах глинистого механического состава. Наоборот, в практике поливного земледелия глинистые бесструктурные почвы, вследствие ничтожной водопроницаемости, склонности образовывать после поливов мощную корку, уступают по агрономическим качествам среднесуглинистым и лёссовидным макроструктурным сероземным почвам, обладающим удовлетворительными водно-физическими и агрофизическими свойствами.

Осушительные и дренажные сооружения разного типа (закрытые и открытые горизонтальные дрены, дренирующие водосбросы и коллекторы, вертикальные дрены) малоэффективны на бесструктурных тяжелых глинах. Дальность действия этих сооружений на бесструктурных глинах иногда ограничена лишь немногими метрами. Наоборот, на суглинистых и песчаных почвах и почвообразующих породах, имеющих в нижних горизонтах песчано-галечниковые слои, эффективность осушительных дренажных устройств всегда очень высока.

При искусственном кольматаже заболоченных почв методом наиления целесообразно располагать слои крупнопесчанистого дренирующего материала в нижней части почвенного профиля — на глубине 1—1,5—2 *м*. Верхнюю часть искусственного почвенного профиля (верхний метр) целесообразно создавать вначале путем наиления пылеватых частиц, а затем иловато-глинистых отложений. В этом случае искусственный профиль почвы, как показали опыты А. Ф. Скворцова в Колхиде, обладает оптимальными свойствами. Верхние горизонты богаты гумусом, питательными веществами и коллоидными фракциями. Нижняя часть профиля обладает повышенной водопроницаемостью и благодаря этому в ней не проявляются анаэробный режим и глеевый процесс. Обратный тип механического состава по профилю кольматированных почв будет неблагоприятным.

Гранулометрический состав почвы и почвообразующих пород является крайне устойчивым свойством, однако методами мелиорации и агротехники его можно существенно изменять. Для улучшения свойств песков и песчаных почв целесообразно применять глинование и обогащение органическим веществом. Искусственное глинование песков с помощью большого количества землистых удобрений, а также путем отложения ирригационных наносов давно применяется для улучшения песчаных почв в орошаемых оазисах Средней Азии и Сахары.

Для существенного улучшения гранулометрического состава песков необходимо, в расчете на 20-сантиметровый слой пахотного горизонта, вносить до 500—800 *т/га* глинистых и землистых материалов и до 70—100 *т/га* навоза и торфа.

Коренное улучшение механического состава бесструктурных тяжелых глинистых почв производится путем пескования. Народный опыт и эксперименты, выполненные под руководством автора, показали, что в Средней Азии для улучшения бесструктурных глинистых такырных почв следует вносить песок в пахотный слой в количестве до 500—700 *т/га*. Пескование нужно сочетать с внесением больших доз навоза и с плантажной обработкой на глубину 50—60 *см*. Песок и землистые структурные материалы

можно вносить вместе с навозом и компостом ежегодно в небольших количествах, с постепенным припахиванием пахотного слоя. Этот прием используется узбекскими и туркменскими земледельцами.

В средние века в Западной Европе для улучшения гранулометрического состава тяжелых бесструктурных глинистых почв применялось их обжигание. Грубо вспаханная поверхность поля укрывалась валежником, который затем поджигался. В дорожном строительстве известна практика коренного улучшения свойств глинистых бесструктурных грунтов с помощью обжига напольными печами. Во время обжига происходит плавление минералов, кристаллизация аморфных коллоидных соединений почвы, а также необратимое сжатие кристаллической решетки минералов монтмориллонитовой группы и агрегирование массы. Обжиг грунтов применяется в дорожном строительстве и поныне.

В практике земледелия во всех случаях при необходимости коренного улучшения гранулометрического состава рыхлых бесструктурных песчаных или плотных водонепроницаемых бесструктурных глинистых почв внесение минеральных компонентов должно сопровождаться одновременным внесением навоза, торфа, различных органических удобрений. Особенно важно сочетать внесение землистых мелиорирующих веществ с правильным травосеянием, так как травы обеспечивают развитие в почвах интенсивной биологической деятельности насекомых и микроорганизмов, что влечет за собой развитие процессов биохимического выветривания и гумусообразования.

ПОЧВЕННЫЕ КОЛЛОИДЫ И ПОЧВЕННЫЕ РАСТВОРЫ[1]

Почва представляет собой полидисперсную систему, в которой первичные механические частицы и агрегаты имеют самые разнообразные размеры, колеблющиеся от сантиметров до микронов и микромикронов. С уменьшением диаметра частиц дисперсные системы приобретают ряд своеобразных свойств, обязанных значительному увеличению внутренней суммарной поверхности тела. Об увеличении внутренней поверхности дисперсных систем по мере уменьшения размера составляющих их частиц можно судить по данным Оствальда, приведенным в табл. 78.

Таблица 78

Увеличение внутренней поверхности 1 $см^3$ тела по мере увеличения его дисперсности

Длина сторон куба	Число кубов	Суммарная поверхность	Поверхность на единицу объема	Длина сторон куба	Число кубов	Суммарная поверхность	Поверхность на единицу объема
1 *см*	1	6 $см^2$	6	1 *мк*	10^{12}	6 $м^2$	$6 \cdot 10^4$
1 *мм*	10^3	60 »	$6 \cdot 10$	0,1 *мк*	10^{15}	60 »	$6 \cdot 10^5$
0,1 *мм*	10^6	600 »	$6 \cdot 10^2$	0,01 *мк*	10^{18}	600 »	$6 \cdot 10^6$
0,01 *мм*	10^9	6000 »	$6 \cdot 10^3$	1,0 *ммк*	10^{21}	6000 »	$6 \cdot 10^7$

[1] Затрагиваемые в этом разделе вопросы подробно освещены в книге Д. Б. Возбуцкой «Химия почв» (1968).

По подсчетам К. К. Гедройца, внутренняя поверхность 20-сантиметрового пахотного слоя на 1 *га* растет в зависимости от диаметра частиц, слагающих почву, в следующем порядке:

Диаметр частиц, *мм*	Внутренняя поверхность, *га*
10	72
1	720
0,1	7 200
0,001 (1 *мк*)	72 000
0,0001 (0,1 *мк*)	7 200 000

Внутренняя поверхность коллоидных систем (с диаметром частиц меньше 0,30—0,25—0,1 *мк*) отличается очень большими размерами и достигает 1000—3000 $м^2$ на 1 *г* вещества.

Материал	Поверхность, $м^2/г$
Силикагель	до 500
Активированный уголь	» 1000
Желатина	» 1100
Целлюлоза	» 3000

В разбавленном состоянии коллоидные системы отличаются весьма высокой устойчивостью. Они могут фильтроваться через грубые среды, но не проходят через плотные фильтры и не диффундируют через полупроницаемые перепонки и клеточные мембраны. Коллоидные частицы видны в ультрамикроскопе.

Дисперсные системы с диаметром частиц меньше 1 *ммк* представляют собой уже молекулярные растворы, способные диффундировать и проходить через полупроницаемую перепонку. Частицы этих систем в ультрамикроскоп обычно не видны.

Именно в дисперсных системах с частицами коллоидного размера развиваются те важнейшие свойства, которые отличают коллоидные системы от молекулярных и ионных растворов, с одной стороны, и от грубых дисперсий и суспензий — с другой. Коллоидно-дисперсные системы, имея гигантскую внутреннюю поверхность, обладают большой свободной энергией, резко выраженной поглотительной способностью, свойствами коагуляции и пептизации, набухания и связывания жидкости.

Содержание почвенных коллоидов в почвах редко превышает 30—40% по весу, однако многие важные свойства почв, в особенности водный режим, динамика питательных веществ и других элементов почвенного плодородия, связаны с коллоидами. Несмотря на относительно небольшое весовое количество, огромная внутренняя поверхность и свободная энергия коллоидов сказываются на свойствах всей почвенной массы. Почвенные коллоиды играют важную роль в качестве цементирующих и клеящих веществ при формировании почвенной структуры, плотных и слитых горизонтов или конкреций, при образовании покровов, налетов и пленок в порах и трещинах.

В познании роли почвенных коллоидов в формировании почв и почвенного плодородия особенно много сделано выдающимся советским ученым К. К. Гедройцем, а также его учениками и последователями И. Н. Антиповым-Каратаевым, А. Ф. Тюлиным, Е. Н. Гапоном. Многое в изучении природы и значения почвенных коллоидов сделано швейцарским почво-

ведом Г. Вигнером, шведским почвоведом С. Матсоном и американским ученым Ф. Келли.

В последнее время выяснилось, что при определенной дисперсности в коллоидном состоянии могут находиться и кристаллические вещества (например, золото, серебро, хлористый натрий). Многие вещества, которые считались аморфными, в действительности, по данным рентгеновских исследований, оказались скрытокристаллическими (глины, некоторые белки). В то же время эти вещества ведут себя как типичные коллоиды, проявляя почти все свойства, характерные для некристаллических аморфных соединений — «истинных коллоидов».

Состав и происхождение почвенных коллоидов

По химико-минералогическому составу и происхождению в коллоидно-дисперсных системах почв необходимо различать коллоиды минеральные, органо-минеральные и органические (включая живые ткани).

Разнообразными исследованиями доказано, что в составе коллоидно-дисперсных минералов абсолютно преобладают вторичные глинные минералы типа монтмориллонита, бейделлита, вермикулита, иллита, каолинита, аморфные и кристаллические гидроокиси полуторных окислов, кремния и др. Обломки первичных минералов изверженных пород в составе минеральных коллоидов представлены крайне незначительно и по преимуществу тончайшими частицами кварца, так как по мере возрастания степени дисперсности происходит все более полное разрушение этих первичных минералов.

Так, в бурых почвах США в составе коллоидов с диаметром частиц 2—0,2 *мк* преобладают кварц, иллит, каолинит; с диаметром 0,2—0,08 *мк* обычны иллит и каолинит; кварц практически отсутствует. Во фракции меньше 0,08 *мк* преобладает чаще всего монтмориллонит (Пенингтон и Джексон, по Дюшафуру, 1965). Отсюда ясно, что происхождение минеральных коллоидных частиц в почвах обязано трем группам процессов: разрушению — диспергированию первичных минералов, взаимодействию и новообразованию различных соединений и полимеризации (конденсации) частиц из растворенных компонентов.

Органо-минеральные коллоиды почв обязаны своим происхождением по преимуществу процессам взаимодействия растворенных органических и минеральных компонентов, последующей их полимеризации и выпадению из растворов. К ним относятся гуматы и фульваты кальция, железа, алюминия, марганца, сложные продукты взаимодействия коллоидных растворов гумуса и гидроокиси железа и алюминия, гумуса и кремнезема.

Органические коллоиды почв являются продуктами биосинтеза, с одной стороны, и продуктами сложного биохимического разложения и превращения — с другой. Органические коллоиды почв представлены как мертвым (гумус и его компоненты), так и живым деятельным органическим веществом. Живыми коллоидно-дисперсными системами являются клеточные оболочки и корневые окончания деятельных живых корешков растений, клетки микроорганизмов (грибов и бактерий), одиночные макромолекулы белковых веществ типа ферментов.

Таким образом, коллоидно-дисперсные системы почвы являются чрезвычайно сложными как по происхождению, так и по составу.

Типы дисперсных систем в почвах

В составе дисперсных систем почв различают грубодисперсные суспензии, гидрозоли, гидрогели.

Суспензии. Почвенные суспензии представлены частицами с диаметром более 0,25—0,30 *мк*, взвешенными в почвенных и грунтовых водах. В обычных условиях грубодисперсные суспензии в почвах, как правило, не существуют. Однако в некоторых случаях они могут периодически появляться, например, когда на поверхности почвы имеется текучая вода после ливня или снеготаяния или при нисходящем движении гравитационной воды по крупным трещинам и ходам. Суспензии постоянно присутствуют также и в речных водах.

Почвенные суспензии отличаются большой неустойчивостью, легко и быстро оседают на стенках трещин и пор на поверхности структурных отдельностей или внутри губчатой массы почвенных горизонтов. Не исключено, что таким путем тонкие суспензии глин и гумуса могут вмываться в более глубокие горизонты, образуя уплотнения и цементацию на месте выпадения в осадок.

Оседание суспензий происходит особенно интенсивно в присутствии солей. Поэтому суспензии, принесенные речными водами в дельты и озерно-морские водоемы, быстро оседают под влиянием легкорастворимых солей. Поливная вода также представляет собой суспензию, в твердой фазе которой находятся органические вещества, глинистые, пылеватые и тонкопесчаные частицы. Такого рода суспензии могут быть устойчивыми лишь при условии непрерывности движения ирригационной воды в каналах и на полях. При застаивании поливных вод на полях происходит быстрое оседание твердой фазы суспензии и осветление стоячей воды. Это отчетливо наблюдается на рисовых полях.

Гидрозоли. В форме гидрозолей почвенные коллоиды существуют также сравнительно редко. Гидрозоли появляются и могут устойчиво существовать в почвах лишь при большом содержании капиллярной, гравитационной или грунтовой воды. В этих условиях (после сезонных дождей, поливов, подъема грунтовых вод, снеготаяния) происходит интенсивное оводнение почвенных горизонтов и переход коллоидов в подвижное состояние гидрозолей. Эти гидрозоли перемещаются вместе с водой.

При выветривании первичных минералов изверженных пород гидрозоли эпизодически появляются в почвенных растворах в форме гидроокисей железа и алюминия, а также относительно устойчивых соединений кремнекислых щелочей. Почвенные растворы и грунтовые воды со щелочной реакцией (pH выше 8,5) способствуют переходу почвенного гумуса, органо-минеральных коллоидных частиц и коллоидного кремнезема ($SiO_2 \cdot nH_2O$) в состояние подвижных гидрозолей.

Необходимо различать две группы гидрозолей: суспензоиды и эмульсоиды. Суспензоиды — это системы, в которых дисперсная фаза представлена тончайшими твердыми частицами глин каолинитового, кварцевого, иллитового типа. Суспензоиды относительно мало устойчивы, легче коагулируют и после коагуляции не всегда вновь способны к переходу в подвижное состояние гидрозоля.

Типичные эмульсоиды представляют собой коллоидную систему, дисперсная фаза которой составлена тончайшими частицами жидкости и распылена в жидкой дисперсионной среде. Коллоидные частицы эмульсоидов отличаются высокой гидратированностью (оводнением), что отсутствует у коллоидных частиц суспензоидов. Поэтому эмульсоидные гидро-

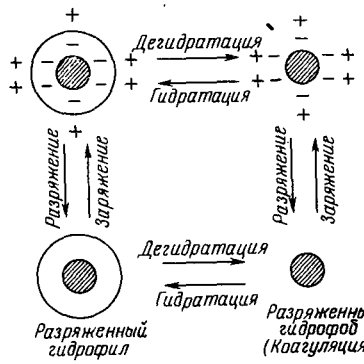


Рис. 70. Схема гидрофильных и гидрофобных коллоидов (Липатов, 1948)

золи характеризуются гораздо более высокой устойчивостью, подвижностью и способностью перемещаться в толщах почвенных горизонтов. Растворы, подобные желатине, клею, белкам, представляют собой типичные примеры эмульсоидных гидрозолей.

Почвенными коллоидами, близкими к эмульсоидным гидрозолям, являются гуматы аммония и натрия, растворы кремнекислых щелочей, гидроокись кремния. Эти эмульсоидные гидрозоли в почвах отличаются высокой степенью дисперсности и большой миграционной способностью. Минералы группы монтмориллонита обладают ясно выраженными свойствами эмульсоидов, особенно в щелочной среде.

Осаждение эмульсоидных гидрозолей из растворов в осадок происходит или вследствие очень высокой концентрации легкорастворимых солей, или вследствие дегидратации коллоидных частиц при замерзании или высушивании. Эмульсоидные гидрозоли часто и легко образуют гели. Осадки эмульсоидных коллоидов после повторного увлажнения обычно легко вновь переходят в подвижное состояние гидрозолей. Особняком стоят лишь продукты осаждения коллоидного кремнезема, которые после подсушивания, вследствие начала кристаллизации, утрачивают способность вновь переходить в форму подвижного гидрозоля.

Суспензоидные и эмульсоидные гидрозоли обладают различным отношением (сродством) к воде. Эмульсоидные коллоиды гидрофильны, а суспензоидные — гидрофобны. Соответственно различна их устойчивость против коагуляции, а также способность при увлажнении вновь переходить в подвижное состояние гидрозолей. Различие гидрофильных и гидрофобных коллоидов хорошо иллюстрируется схемой С. М. Липатова (рис. 70).

Из сказанного ясно, что миграция эмульсоидных коллоидов при почвообразовании может быть довольно значительной. Велика также их роль в формировании элювиальных, иллювиальных и аккумулятивных горизонтов и различных новообразований.

Гидрогели. Преобладающая часть продуктов коллоидного типа в почвах находится, однако, в состоянии более или менее оводненных гелей или осадков. Некоторая часть таких осадков находится в аморфном состоянии. Таковыми могут быть свежеосажденные хлопья гуматов, гидроокиси кремния, алюминия и железа, продукты их взаимной коагуляции — аллофаноиды. Аморфные пленки минеральных и органо-минеральных гелей, как показал А. Ф. Тюлин, покрывают также первичные обломки минералов, агрегаты механических частиц, грани и трещины крупных отдельностей. Минеральные почвенные гели и коагели обладают способностью сравнительно быстро переходить в скрытокристаллическое состояние, сохраняя в то же время относительно высокую дисперсность и коллоидные свойства. Скрытая кристалличность подобных минеральных, органо-минеральных и органических почвенных коллоидов легко обнаруживается рентгенографически и электронно-микроскопически. Бо́льшая часть вто-

ричных глинных минералов почв и почвообразующих пород представляет собой скрытокристаллические высокодисперсные вещества, морфологически подобные гелям.

Наиболее яркими примерами аморфных гелей являются сухие и малооводненные агар-агар, желатина, клей, некоторые белки, целлюлоза, каучук. В составе почвенных коллоидов этих веществ практически нет. Близкими к ним органическими гелями является почвенный гумус, клетки и плазма микроорганизмов, клеточные оболочки окончаний корешков растений. Особенно широко представлены в почвах продукты взаимной

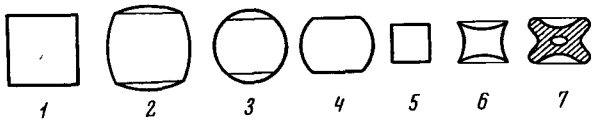


Рис. 71. Изменение формы студня при высыхании (по Думанскому, 1948)

коагуляции (коагели) гидроокисей кремния и полуторных окислов. Здесь имеются все переходы от чисто аморфных форм коагеля до кристаллической.

Высохшие пленки солей метакремневых и ортокремневых кислот (жидкое стекло) также представляют собой типичные минеральные гидрогели, встречающиеся в почвах щелочного типа. В некоторых случаях благодаря присутствию монтмориллонита и аморфного кремнезема вся масса почвенных горизонтов приобретает облик аморфно-криптокристаллического теля. Такими гелеподобными образованиями являются иллювиальный горизонт солонцов и солодей, верхние гумусовые горизонты содовых щелочных солончаков, плотные, вязкие, слитные горизонты западнопредкавказских черноземов, корочка такырных почв.

Почвенные коллоиды находятся в этих горизонтах в форме гидрофильных (более или менее подсохших, в зависимости от времени года) смесей минеральных, органических и органо-минеральных коллоидов. При высыхании эти гелеподобные почвенные горизонты ведут себя подобно массе агара, крахмала или клея: они растрескиваются на полигональные отдельности, не давая комковато-зернистых структурных агрегатов (рис. 71). При увлажнении гелеподобные горизонты набухают, увеличиваются в объеме, заплывают, делаются водонепроницаемыми, вязкими и полужидкими, напоминая высокооводненные гидрогели агар-агара и желатины.

Свойства почвенных коллоидов

Почвенные коллоиды обладают специфическими свойствами, которые в значительной степени передаются почвенным горизонтам и всему профилю почвы. Такими важнейшими свойствами являются громадная внутренняя поверхность, наличие у коллоидальных частиц электрического заряда, преимущественно отрицательного, способность адсорбировать газы, молекулы и ионы, способность к набуханию и сжатию в зависимости от влажности, изменению степени дисперсности, обратимому и необратимому застудневанию, пептизации и коагуляции. В почвах, бедных коллоидными веществами, содержание их может составлять 5—10% по весу. Обычно же почвы содержат 15—25%, а в некоторых случаях 40—60% и даже 90% коллоидов по весу. Однако, в отличие от лабораторных моделей, представляющих собой, как правило, очень разведенные суспензии

и гидрозоли, дисперсные системы почв в натуре представлены главным образом твердой фазой. Водная (дисперсионная) среда редко достигает 50—60% веса или объема твердой фазы.

Электрический заряд частиц почвенных коллоидов

Коллоидные частицы с отрицательным (по преимуществу) зарядом можно сравнивать с многовалентным анионом нерастворимой соли. Происхождение отрицательного заряда у частиц почвенных коллоидов обязано сочетанию ряда обстоятельств. Одной из причин этого является кислотный — ацидоидный характер гумусовых коллоидов, силикатных и алюмосиликатных вторичных минералов, преобладающих в почвах. Вода обладает очень высокой диэлектрической постоянной, около 81. Диэлектрическая постоянная у почвенных коллоидов на целый порядок ниже (4—10); при таких соотношениях почвенные частицы должны приобретать отрицательный заряд. Почвенные растворы и природные воды по концентрации водородного иона в большинстве случаев слабокислые, нейтральные или щелочные. Это способствует отдиссоциированию иона водорода, установлению и поддержанию отрицательного заряда почвенных коллоидов. Отрицательный заряд частиц гумусовых коллоидов обязан наличию функциональных групп COOH, OH, NH_2, которые отдают свой водород и способны сорбировать другие катионы. Они как бы подобны слабым кислотам.

Отрицательный заряд минеральных высокодисперсных частиц в почвах объясняется тем, что на поверхности коллоидно-дисперсных частиц, на изломах, углах и сколах микрообломков кристаллических решеток обнажаются ионы Si, Al, Mg, валентные связи которых не полностью насыщены. Возникает возможность погашения этой «свободной» энергии путем образования внутреннего потенциалопределяющего слоя отрицательно заряженных ионов. Частица получает отрицательный заряд и способность поглощать и обменивать катионы.

По-видимому, кремнекислородные тетраэдры — основной структурный компонент алюмосиликатных и силикатных минералов,— обнаженные на поверхности частиц, играют ту же роль генераторов отрицательного заряда минеральных дисперсных частиц.

Возможно, что появление заряда связано с ионизацией водорода из группы OH по схеме:

$$SiOH + H_2O \leftrightarrows SiO^- + H_3O^+.$$

Этот путь возникновения заряда характерен для частиц двухслойных (каолинит, накрит и др.) и трехслойных минералов (монтмориллонит, вермикулит и др.). Второй столь же постоянный путь возникновения заряда частиц почвенных коллоидов типичен преимущественно для трехслойных минералов и обязан изоморфным замещениям.

Изоморфное замещение атомов кремния (Si^{4+}) алюминием (Al^{3+}) или другим атомом близкого размера, но меньшего заряда обусловливает возникновение свободной избыточной валентности. Это явление широко распространено в почвенных минералах. Если подобное изоморфное замещение происходит внутри слоев, то тогда возникает не сорбция катионов, а их необменная фиксация (например, калия в иллите). В минералах группы монтмориллонита заряды возникают как на поверхности частиц, так и в кристаллической решетке, на внутренней поверхности подвижных пакетов.

По совокупности названных причин отрицательный заряд и поглотительная способность у трехслойных минералов значительно выше, чем у двухслойных. Гидроокислы кремния, аморфные продукты взаимодействия гидроокислов кремния и гумуса и золей гидроокислов алюминия и железа являются высокодисперсными телами, на поверхности которых всегда имеются отрицательно заряженные карбоксильные группы гумусовых кислот или анионы кремневых кислот ($HSiO_3^-$, SiO_3^{2-}). Этим также предопределяется отрицательный заряд частиц таких коагелей

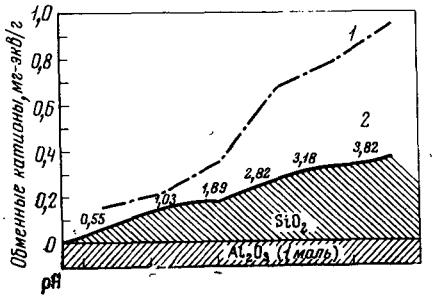


Рис. 72. Зависимость емкости поглощения почвой катионов от соотношения в ней кремнекислоты и полуторных окислов

1 — обменные катионы;
2 — SiO_2, моли

(например, аллофаноидов). Отрицательный заряд частиц и способность поглощения катионов тем выше, чем шире в их составе отношение SiO_2 к Al_2O_3 (рис. 72). Величина заряда частиц почвенных коллоидов колеблется в пределах 30—90 *мв*, достигая в щелочной среде 100—110 *мв* (усиление отдиссоциирования иона водорода).

Различают постоянный заряд высокодисперсных частиц, обязанный изоморфным замещениям ионов и свободным валентностям, и заряд переменный, зависящий от уровня pH, от ковалентной связи водорода или других катионов с мицеллой, а также от растворения и осаждения пленок полуторных окислов на алюмосиликатных частицах (исследования Дюшофура, Гоше).

Амфолитоидная природа почвенных коллоидов

Экспериментальными исследованиями в последние годы установлено, что природа почвенных коллоидов сложнее, чем это казалось прежде. Шведский почвовед С. Маттсон ввел в химию почв представление об амфолитоидных (амфотерных) свойствах почвенных коллоидов. В СССР его исследования были продолжены и развиты И. Н. Антиповым-Каратаевым, Н. П. Ремезовым, Н. И. Горбуновым.

Значительная часть окристаллизованных и аморфных почвенных коллоидов является продуктом взаимного осаждения соединений кремния и полуторных окислов из истинных или золеобразных растворов. Соотношение этих компонентов в составе коллоидных частиц может колебаться в различных пределах. Преобладание полуторных окислов в частицах почвенных коллоидов придает им изоэлектрические свойства, склонность к перемене заряда. Почвенные коагели, имеющие узкое отношение кремнезема к полуторным окислам (0,5 : 1; 1 : 1), в кислой среде легко приобретают положительный заряд.

По знаку заряда частиц различают: а) отрицательно заряженные коллоиды, или ацидоиды (кислотные коллоиды), к которым относятся коллоидные формы соединений гумуса, кремневых кислот; б) положи-

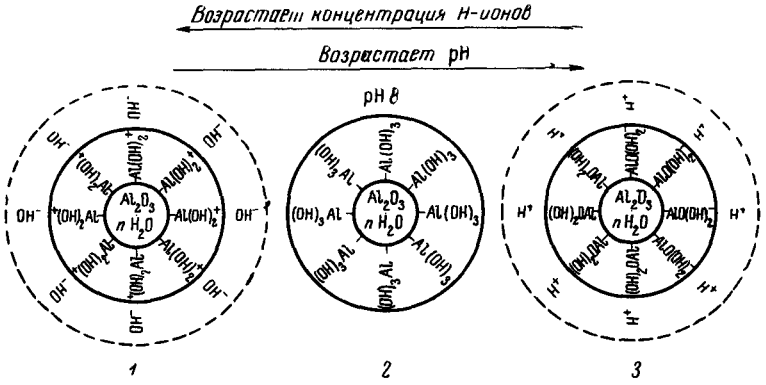


Рис. 73. Поведение амфотерного коллоида в зависимости от реакции среды (по Н. П. Ремезову)

1 — коллоид электроположителен. Содержит обменные анионы; *2* — коллоид электронейтрален. Почти не содержит обменных ионов; *3* — коллоид электроотрицателен. Содержит обменные катионы

тельно заряженные коллоиды, или базоиды, к которым относятся гидроокиси алюминия и железа, имеющие положительный заряд.

Однако те почвенные коллоиды, которые являются сложным продуктом взаимодействия ацидоидов и базоидов, имеют амфолитоидный характер. В слабокислой, нейтральной или слабощелочной среде амфолитоиды чаще имеют отрицательный заряд. В кислой и особенно сильнокислой среде амфолитоиды легко получают положительный заряд.

Экспериментальная перезарядка почвенных коллоидных частиц требует большей частью кислой реакции. Так, частицы каолинита приобретают положительный заряд при pH ниже 4. Почвенные коллоиды тропических и субтропических красноземных, аллитных и латеритных почв, бедных кремнеземом и богатых полуторными окислами, перезаряжаются при pH 5,5—6,0. Однако чистая гидроокись железа в лабораторных условиях приобретает положительный заряд при pH меньше 7,1, а коллоидная гидроокись алюминия легко меняет заряд при pH раствора менее 8,1 (рис. 73). Это иллюстрируется следующей схемой:

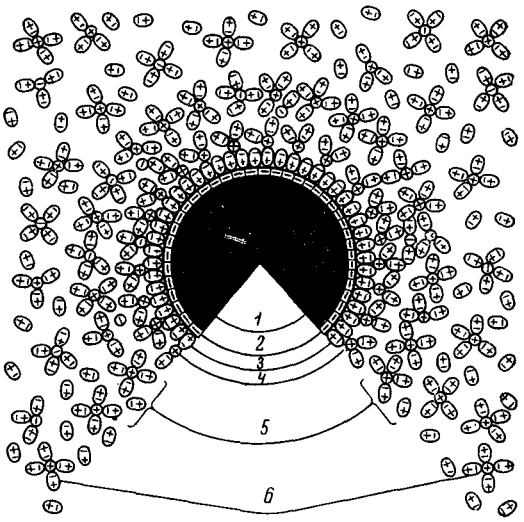
В кислой среде $Al(OH)_3 \rightleftarrows Al(OH)_2^+ + OH^-$

В щелочной среде $Al(OH)_3 \rightleftarrows AlO(OH)_2^- + H^+$

Тонкодисперсные частицы осадка углекислого кальция имеют положительный заряд.

Некоторые органические вещества, как, например, протеины, также присутствующие в почвах, могут оказаться положительно заряженными даже при pH 10—12. Коллоидный гумус и кремнезем даже в лабораторных условиях при подкислении среды не меняют отрицательный заряд на положительный.

Ацидоидный характер большинства почвенных коллоидов, наличие пленок гумуса и кремнезема на частицах предопределяют преимущественно отрицательный суммарный заряд частиц и являются причиной того, что почвенные коллоиды и почвы обычно адсорбируют катионы. Однако амфолитоидная природа почвенных коллоидов, наличие среди



ис. 74. Схема строения двойного электрического слоя вокруг дисперсной частицы (по С. Н. Алешину)

1 — ядро;
2 — слой потенциалопределяющих ионов;
3 — адсорбционный слой воды;
4 — прочносвязанный слой противоионов (обменные ионы);
5 — подвижный (диффузный) слой противоионов;
6 — интермицеллярная жидкость

них компонентов с положительным зарядом или легко получающих его при подкислении способствует тому, что наряду и одновременно с катионами в ослабленной форме происходит поглощение анионов. В природных условиях, при избытке в почве угольной кислоты и образовании, хотя и на короткие периоды, свободной серной или азотной кислот, положительный заряд и сорбция анионов могут проявляться значительно резче, чем в условиях лабораторного опыта. При сдвиге же реакции в более кислый интервал некоторые почвы и почвенные коллоиды могут устойчиво приобретать положительный заряд с заметным поглощением и фиксацией анионов. По-видимому, этим следует объяснять ненормально высокое содержание фосфора или титана в железистых и бокситовых почвах влажных тропических областей.

Строение частиц почвенных коллоидов

Схема строения отдельной коллоидной частицы показана на рис. 74 (согласно представлениям, развитым в химии почвенных коллоидов Г. Вигнером, И. Н. Антиповым-Каратаевым, Н. И. Горбуновым, С. Н. Алешиным). Внутренняя часть коллоидной частицы занята ядром. Ядро окружено двумя слоями ионов. Внутренний слой представлен потенциалопределяющими ионами, придающими коллоидной частице отрицательный или положительный заряд, далее идет внешний относительно рыхлый слой поглощенных ионов противоположного заряда. Ядро коллоидной частицы может быть аморфным или кристаллическим.

Этот тип структуры приложим более всего к аморфным коллоидным системам, например, золям кремнезема, аллофана. Однако эта общая схема по мере накопления данных существенно конкретизируется применительно к определенным группам почвенных коллоидно-дисперсных частиц. Так, частицы коллоидного гумуса представляются в виде сложных фибровидных (волокнистых) переплетений полимеризованных молекул гумусовых кислот с точками отрицательного заряда в местах нахождения функциональных групп. В случае двухслойных глинных минера-

лов, например каолинита, коллоидно-дисперсная частица является ультраобломком кристаллической решетки с точками отрицательных и положительных зарядов, что способствует одновременной сорбции катионов и анионов. У минералов группы монтмориллонита ядром коллоидно-дисперсной частицы (мицеллы, гранулы) служит ультраобломок подвижной трехслойной кристаллической решетки минерала.

Точки положительных зарядов рассеяны на внешней и внутренней поверхности частицы. К этим пунктам прикреплены потенциалопределяющие ионы внутреннего слоя, сообщающие частице высокий отрицательный заряд. Сорбированные обменно-поглощенные катионы образуют внешний диффузный слой ионов.

Рассмотренные различия в структуре коллоидных частиц гумуса и глин каолинитового и монтмориллонитового типа предопределяют и различия в их катионной поглотительной способности, которая очень велика у гумуса, у минералов группы монтмориллонита и мала у каолинита.

Как можно видеть, современные воззрения на структуру коллоидных частиц в почвах и грунтах усложнились, но в общем опираются на учение о двойном электрическом слое, развитое Гельмгольцем, Фрейндлихом, Штерном (Григоров, 1956, 1964; Злочевская, 1965).

Способность почвенных коллоидов к набуханию

Почвенные коллоиды обладают в большей или меньшей степени способностью к набуханию при взаимодействии с водой. Насыщение коллоидов обменным натрием усиливает эффект набухания. Насыщение их водородом и особенно кальцием, железом и алюминием уменьшает способность к набуханию.

Набухание почвенных коллоидов сопровождается связыванием так называемой осмотической воды и увеличением объема до 500—1000% к исходному. Чем больше в почве содержится гидрофильных коллоидов (монтмориллонита, аллофаноидов), тем в большей степени эта почва набухает при увлажнении. Щелочная реакция среды заметно увеличивает склонность почвенных коллоидов к набуханию при увлажнении.

Солонцы, содовые солончаки, слитые черные почвы (так называемые вертисоль), такырные горизонты почв обладают способностью сильно увеличивать объем вследствие набухания гидрофильных коллоидов. При высыхании же эти почвы сильно сжимаются и растрескиваются. Многократная смена процессов сжатия и набухания в почвах вызывает горизонтальные и вертикальные смещения почвенной массы, образование плоскостей скольжения, перемешивание гумусового и подгумусового горизонтов.

Пептизация почвенных коллоидов

Почвенные коллоиды в определенных условиях могут увеличивать степень дисперсности частиц и из состояния коагулированного осадка переходить путем набухания в состояние подвижного высокодисперсного золя, т. е. пептизироваться. Увеличение дисперсности почвенных коллоидов и их пептизация происходят: а) при увеличении заряда коллоидных частиц; б) в результате уменьшения концентрации легкорастворимых солей до величин, меньших чем «порог коагуляции», в) после замены сильнокоагулирующих поглощенных двух- и трехвалентных катионов на пептизирующие одновалентные катионы аммония, калия, натрия, лития, г) в результате увеличения щелочности среды.

Уменьшение количества легкорастворимых солей в почвах с последующей пептизацией почвенных коллоидов наблюдается в природе при естественном рассолении почв или при поливах и промывках засоленных почв в целях их мелиорации.

Замещение в составе поглощенных катионов сильных коагуляторов, например кальция на калий и натрий, может произойти в результате многолетнего одностороннего внесения таких калийных удобрений, как сильвинит ($KCl \cdot NaCl$).

Подщелачивание почвенного раствора с пептизацией почвенных коллоидов происходит в результате орошения почв слабощелочными водами. Так, вода оз. Севан имеет pH около 9. Воды рек Инд, Нил, подземные воды Ирана, Аргентины, Калифорнии, используемые для орошения, также являются слабощелочными. Наиболее часто активная пептизация коллоидов орошаемых почв связана с накоплением в почве свободной соды, силикатов натрия (при содовом засолении) и появлением в поглощающем комплексе большого количества обменного натрия (более 25% от емкости обмена). Аналогичные явления может вызвать углекислый аммоний $(NH_4)_2CO_3$ при неумеренных навозных удобрениях.

Пептизация почвенных коллоидов обусловливает пониженную водопроницаемость почвы, уменьшение подвижности воды и ее доступности растениям, склонность к образованию корки при высыхании и потерю почвой комковато-зернистой структуры.

Защитные свойства почвенных коллоидов

Почвенные коллоиды эмульсоидного типа, как, например, желатина, коллоидный гумус, коллоидный кремнезем, оказывают так называемое защитное действие на другие, менее дисперсные и менее устойчивые коллоиды. При добавлении к гидрозолям небольшого количества защитных коллоидов малоустойчивые гидрозоли приобретают повышенную устойчивость против коагуляции и сохраняют в большей степени дисперсность и миграционную способность. Защитное действие, по-видимому, обязано обволакиванию частиц пленками защищающего коллоида, возможно, с одновременным увеличением заряда коллоидальных частиц.

Предполагается, что под защитным действием золей гумуса происходит вынос и перераспределение гидроокисей железа, алюминия, марганца. Высказывалась мысль, что коллоидный кремнезем во влажных тропиках способствует миграции и выносу окислов железа и алюминия.

Коагуляция почвенных коллоидов

Почвенные коллоиды могут изменять степень дисперсности вследствие склеивания и агрегирования коллоидных частиц с выпадением в форме хлопьевидного осадка и отделения дисперсной фазы от дисперсионной среды. Этот процесс называется коагуляцией. Различают коагуляцию обратимую и необратимую.

Коагуляция почвенных коллоидов может возникать в результате различных причин. Так, коагуляция золей в почвах происходит в результате воздействия повышенных концентраций легкорастворимых солей. В тех случаях, когда в почвенном растворе концентрация солей превышает так называемый порог коагуляции, т. е. ту минимальную концентрацию, выше которой начинается оседание коллоидов, коллоидная система быстро утрачивает устойчивость, дисперсность ее уменьшается и золь

выпадает в форме осадка. Коагулирующая сила легкорастворимых солей тем выше, чем меньше концентрация их при «пороге коагуляции».

Относительная коагулирующая сила хлоридов и сульфатов щелочных земель в десятки раз превышает коагулирующую силу хлоридов и сульфатов щелочей. Коагулирующая же сила солей трехвалентных металлов во много сотен раз превышает коагулирующую силу солей одновалентных металлов. Ниже приводится относительная коагулирующая сила электролитов (данные К. К. Гедройца и др.).

Na_2CO_3	0,5	$MgCl_2$	15–50,
NaCl	1	$CaCl_2$	до 100
$NaNO_3$	1	$MgSO_4$	
KCl	1	$FeCl_3$	
K_2SO_4	1,5	$AlCl_3$	100–500,
Na_2SO_4	1,5	$Al(NO_3)_3$	до 1000
$CaSO_4$	2–3	$(Al)_2(SO_4)_3$	

Нисходящее движение золеобразных растворов в почве часто приводит к непосредственному контакту высокодисперсных почвенных коллоидов с нижележащими солевыми горизонтами, в которых имеются значительные концентрации карбонатов, сульфатов, хлоридов кальция, магния, натрия. В этих случаях происходит резко выраженная коагуляция почвенных коллоидов, с образованием так называемых иллювиальных горизонтов.

В засоленных почвах, содержащих большое количество сернокислых и хлористых солей, коллоидные и глинистые фракции почвы находятся также в коагулированном состоянии. Исключением являются почвы содового засоления, обычно отличающиеся высокодисперсным состоянием и пептизированностью почвенных коллоидов.

Для углекислых солей натрия и калия вообще характерна слабая коагулирующая сила, даже при сравнительно высоких концентрациях. Только при содержании в почвах 3—5% углекислый натрий вызывает коагуляцию коллоидов. При малых же концентрациях углекислые соли щелочей, едкие щелочи и гидроокиси щелочных земель вследствие сильного возрастания pH вызывают сильную пептизацию почвенных суспензий и коллоидов и их стабильность.

В процессе коагуляции под влиянием растворов электролитов различаются две фазы. Первой фазой является поглощение и обмен катионов электролитов на поглощенные катионы дисперсной фазы. Собственно коагуляцией является вторая фаза, наступающая после обменной адсорбции. С этой точки зрения коагуляцию почвенных коллоидов можно также рассматривать как следствие различного воздействия поглощенных катионов. Поглощенные катионы обладают различным коагулирующим эффектом, который зависит от их валентности и величины атомного веса.

Необратимость коагуляции в результате поглощения катионов почвенными коллоидами убывает в следующем порядке:

$$Al > Ba > Ca > H > Mg > Rb > CS > K > NH_4 > Na > Li.$$

Наиболее полную и устойчивую коагуляцию почвенных коллоидов вызывают трехвалентные катионы алюминия. Сильными коагуляторами являются также поглощенный барий и кальций. Калий и особенно натрий и литий способствуют диспергированию и пептизации коллоидов. Этим же свойством обладает обменный аммоний.

В черноземах, луговых, перегнойно-карбонатных, коричневых, сероземных почвах, благодаря преобладанию поглощенного кальция среди адсорбированных катионов, коллоиды находятся в устойчиво коагулированном состоянии, что обусловливает высокую агрегированность и благоприятные физические свойства этих почв. В содовых солончаках, солонцах и солонцовых почвах в числе поглощенных катионов значительное, иногда преобладающее место принадлежит натрию и магнию, сообщающим почвенным коллоидам и почвам высокую диспергированность, пептизированность и неблагоприятные водно-физические свойства.

В природе коагуляция почвенных коллоидов часто происходит в результате взаимодействия коллоидных частиц, имеющих противоположные заряды. Так, золи гидроокиси алюминия, железа, марганца, имеющие положительный заряд, встречаясь с гидрозолями гумуса или кремнезема, для которых характерен отрицательный заряд, вступают с ними во взаимодействие. В результате происходит полная или частичная взаимная коагуляция. Полная взаимная коагуляция обычно наблюдается в определенных интервалах соотношений положительно и отрицательно заряженных золей, когда образуются наиболее устойчивые коагели. За пределами соотношений, вызывающих взаимную коагуляцию, устойчивой остается смесь гидрозолей, имеющая суммарный заряд частиц, свойственный преобладающему компоненту.

В большинстве случаев продукты взаимной коагуляции дают устойчивые в воде органо-минеральные коагели и коагели алюмосиликатов. Так, устойчивые коагели гуминовой кислоты и полуторных окислов образуются в гидроморфных черных луговых почвах. Водоустойчивые, непептизирующиеся коагели полуторных окислов и кремнезема имеются также в аллитных и фераллитных красноземных почвах влажных тропиков и субтропиков. Общеизвестна водопрочность мелкокомковатых и зернистых агрегатов этих почв.

Коагуляция почвенных коллоидов может быть также вызвана медленным подсушиванием их, обезвоживанием, а также быстрым воздействием отрицательных и положительных температур, что сопровождается обезвоживанием почвенных коллоидов. Высокие температуры, порядка 300—500°, способствуют необратимой коагуляции почвенных коллоидов. Под воздействием температур около 70—80° также происходит некоторая коагуляция коллоидов, хотя и не очень устойчивая. На этом основана предложенная В. А. Ковдой в тридцатых годах термическая мелиорация бесструктурных солонцовых почв с помощью обжига или черного пара. Летнее прогревание или зимнее промораживание почв сопровождается образованием агрегированного структурного горизонта в результате совокупного действия на коллоиды высушивания, прогревания и промерзания.

Гумусовые коллоиды очень стабильны (более, чем минеральные), труднее коагулируют под влиянием одновалентных ионов, но чувствительны к кальцию и тяжелым металлам и очень реагируют на изменение температуры, высушивание и промерзание. Если коагуляция гумусовых коллоидов происходит под влиянием кальция, то гумус превращается в устойчивый цемент, агрегирующий почвенную массу.

Коагуляция коллоидов под действием легкорастворимых солей одновалентных катионов, а также в результате воздействия отрицательных температур и высушивания чаще всего обратима. Структурные агрегаты, образующиеся в почвах под влиянием обратимой коагуляции, обычно отличаются малой водоустойчивостью.

Напомним, что при промывках солончаковых почв наступает сильная гидрофилизация почвенной массы, распад структурных агрегатов, что обусловливает низкую водопроницаемость. Это связано с неустойчивой коагуляцией коллоидов солончаковых почв при воздействии легкорастворимых солей.

Застудневание почвенных коллоидов

Некоторые лиофильные почвенные коллоиды, типа гумуса, гидроокиси кремнезема, органо-минеральных и аллофановых кремне-глиноземных коагелей, при относительно низкой влажности почв переходят в студнеобразное состояние.

По условиям увлажненности почвенные коллоиды в природе по преимуществу находятся в состоянии, близком или подобном гелям. Примерами таких почвенных органо-минеральных гелей являются молодой глинистый аллювий, солонцевые и глеевые горизонты, такырные коры, слитые почвы, аллофановые («гидрольные») почвы вулканических пеплов.

Переход гидрозолей в состояние гелей, т. е. процесс остудневания, имеет некоторые общие черты с коагуляцией. При застудневании прекращается броуновское движение коллоидно-дисперсных частиц, устанавливается внутренний контакт между оводненными частицами дисперсной системы и образуется как бы эластичный сеточный каркас (подобный пчелиным сотам), приводящий систему в состояние полутвердого тела. Молекулы дисперсионной среды прочно связываются с дисперсной фазой, утрачивая подвижность, свойственную состоянию золей (рис. 75).

Постепенное обезвоживание гелей при медленном просушивании приводит к замещению воды в тонкопористой губчатой ткани геля воздухом. Органо-минеральные гели при этом сохраняют способность при повышении увлажнения вновь переходить в подвижное состояние гидрозоля. Гели кремнезема и многие коагели после высушивания начинают кристаллизоваться и утрачивают способность к последующему диспергированию и пептизации.

Часть минеральных гидрогелей выпадает на месте в осадок в результате застудневания коллоидов, возникающих при выветривании минералов или при минерализации органических веществ. Образование гелей происходит также в результате взаимной коагуляции разноименно заряженных гидрозолей кремнезема и полуторных окислов на путях их миграции.

Гумусовые гидрогели образуются при действии поглощенных металлов (например, гуматы кальция), а органо-минеральные гели — при взаимодействии гумуса с положительно заряженными минеральными коллоидами (гидроокислы трехвалентных металлов). Гели покрывают стенки трещин и пор, поверхность крупных обломков породы, цементируют массу почвы или отдельные комочки, образуют концентрические конкреции.

Постепенное высыхание свежего аллювия или глеевых переувлажненных горизонтов переводит гидрозоли в состояние гелей. Известны и обратные случаи, например, переход черноземных почв в гелеподобное состояние в результате многолетнего орошения слабощелочными водами. Это явление вторичного гелеобразования, по-видимому, лежит в основе процессов слитизации орошаемых гумусовых структурных почв. Механизм этого процесса в настоящее время интенсивно изучается различными исследователями.

Факт обесструктуривания почв после нескольких лет орошения установлен в степных областях и на луговых террасах и низменностях. Предварительно это явление может быть объяснено накоплением аморфных обратимых гелей из поливных щелочных вод и как результат щелочного гидролиза и экстракции щелочными почвенными растворами подвижных компонентов из почвенных минералов. Б. В. Андреев установил, что слабые растворы нейтральных и особенно щелочных солей переводят в подвижное и в гелеобразное состояние в 3—4 раза больше соединений кремнезема, глинозема и железа, чем дистиллированная вода.

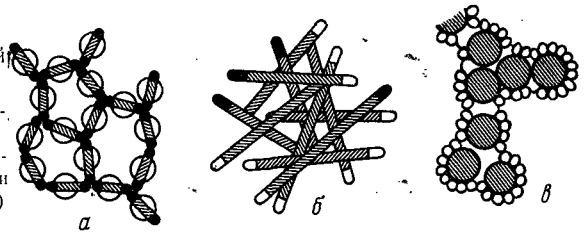


Рис. 75. Схемы структуры студней (гелей) и их образования

а — структура студня (по А. Б. Думанскому),

б, в — агрегат студня и слияние сольватных оболочек частиц при остудневании (по Липатову, 1948)

Таким образом, возникновение почвенных гелей обязано весьма разнообразным процессам. Нужно, однако, иметь в виду, что почвенные гидрогели содержат всегда значительно меньше влаги, чем студни, которые создаются в лабораторных условиях из агара, белков, желатины, крахмала или жидкого стекла.

Почвенные гидрогели, так же как и гели вообще, подвергаются существенным изменениям под действием факторов внешней среды и времени. Нагревание и промораживание существенно изменяют природу гелей. Почвенные гидрогели при этом обезвоживаются и уменьшаются в объеме, что сопровождается растрескиванием и агрегированием почвенных горизонтов. Полигональные и столбчатые структуры слитых солонцовых и такырных почв, высохшего аллювия обязаны постепенному просыханию и обезвоживанию гелей. Под влиянием обезвоживания, особенно при длительном, постепенном протекании этого процесса, происходит уменьшение заряда и дисперсности гелей. Происходит уплотнение, полимеризация дисперсной фазы, нарастание ориентированности частиц, появляются первые признаки кристаллизации.

Эти процессы, которые носят название старения почвенных гелей, характерны, в частности, для гидрогелей кремнезема и окислов алюминия, железа, марганца, для коагелей типа аллофаноидов. Именно в процессе старения этих гелей и коагелей из коллоидных форм этих соединений постепенно образуются кристаллические формы вторичного кварца, диаспора, гематита, монтмориллонита и др. Подщелачивание или подкисление среды также может существенно ускорять процесс старения гелей и их кристаллизацию. В этом же направлении воздействуют высокие концентрации солей электролитов, обладающих значительным коагулирующим эффектом.

Оводненные почвенные гели, как, например, глинистый аллювий, плывуны, свежие илистые ирригационные отложения, глеевые болота, пересыщенные влагой солонцовые горизонты, обнаруживают эффект тиксотропии. Под влиянием высоких концентраций электролитов, сильного изменения реакции среды или длительного покоя в гидрогеле может происходить эффект синерезиса, т. е. разделение жидкой и твердой фазы коллоида. Твердая фаза дисперсной системы при синерезисе сокращает

объем, жидкая же фаза остается в виде свободного раствора, легко отходящего от почвенной массы. Повторное увлажнение после синерезиса и высыхания геля далеко не всегда приводит к полному восстановлению гелеподобного состояния осадка и к исчезновению трещин и полигональных структур. Наоборот, они нередко очень длительное время сохраняются в морфологии породы и почвы.

Чем в большей степени выражена обратимость гелеподобного состояния почвенной массы, тем неблагоприятнее водно-физические, физико-механические и агротехнические свойства почв. Почвы с активным гелеподобным состоянием горизонтов, как, например, солонцы, такыры, бесструктурные молодые аллювиальные глины, тяжелые глинистые болота и др., неблагоприятны для развития культурных растений и для обработки. Эти почвы нуждаются в приемах специфической агротехники или в коренных мелиорациях, направленных на ликвидацию неблагоприятных свойств (термические пары, известкование, внесение сульфатов железа и др.).

Почвы, в которых почвенные коллоиды и гидрогели находятся в устойчиво коагулированном состоянии, отличаются хорошими агрофизическими, физико-механическими и водными свойствами. Это черные почвы прерий и саванн, черноземные, лугово-дерновые, перегнойно-карбонатные и сероземные почвы.

Значение почвенных коллоидов в почвообразовательных процессах

Роль почвенных коллоидов в почвообразовании исключительно велика. Гелеподобное состояние солонцовых и слитых горизонтов сообщает почвам крайне неблагоприятные водно-физические и агротехнические свойства, обусловливающие их низкое плодородие. Пептизация почвенных коллоидов, насыщенных обменными щелочами, и переход их в высокодисперсное подвижное состояние сопровождается образованием водонепроницаемых горизонтов, вязких во влажном состоянии и крайне плотных, корковых в сухом.

При господстве в почвах нисходящих или боковых токов воды высокодисперсные пептизированные коллоиды, перемещаясь в нижние горизонты и по уклону местности и коагулируя, образуют водонепроницаемые плотные иллювиальные горизонты и так называемый хардпен. При восходящем движении капиллярных растворов тонкие золи полуторных окислов и кремнезема также могут образовать горизонты конкреций или цементированные прослои.

Состояние физической спелости почв, крошение их под действием почвообрабатывающих орудий и агрегированность в значительной степени зависят от состава и состояния почвенных коллоидов. Устойчивое коагулированное состояние почвенных коллоидов обусловливает хорошо выраженную, водоустойчивую комковато-зернистую структуру почвы и легкость ее обработки сельскохозяйственными орудиями. Склонность почв к заплыванию при увлажнении и, в частности, при поливах, цементация пахотного слоя при высыхании и образование на его поверхности плотной корки свойственны таким почвам, коллоиды которых принадлежат к гидрофильному типу и которые легко переходят в пептизированное подвижное состояние.

Почвенные коллоиды являются носителями так называемого обменного поглощения ионов, представляющего собой важнейший фактор почвенного плодородия. Задержка в почвенных горизонтах важных эле-

ментов питания растений — кальция, калия, фосфора — обязана воздействию почвенных коллоидов. Корневое питание растений проходит в значительной степени путем контакта корней и почвенных коллоидов (рис. 76).

Между корневой системой растений и почвой протекают сложные биохимические и физко-химические реакции, при которых вытесняются, обмениваются и поглощаются катионы и анионы, необходимые для питания растений (Ca^{+2}, K^{+}, NO_3^{-}, PO_4^{-3}, SO_4^{-2} и др.).

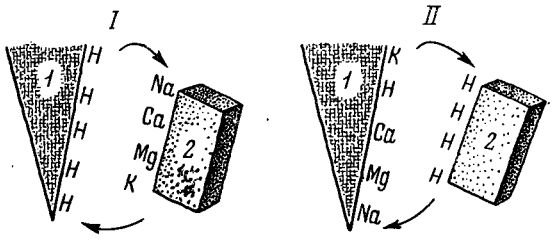


Рис. 76. Схема ионного обмена между коллоидными частицами почвы и корнями (по Иенни и Оверстриту, Jenny a. Overstreet, 1939)

I — контактное поглощение катионов, *II* — контактное вытеснение катионов; *1* — корень, *2* — глинистая частица

Почвенные коллоиды, как и всякие коллоиды, связывают значительное количество воды, поглощая ее и переводя в малоподвижное и недоступное для корневых систем растений состояние. Количество связанной воды такими гидрофильными коллоидами, как аллофаны, свежеосажденный кремнезем, составляет десятки и сотни весовых процентов. Почвы, обладающие большим количеством коллоидов этого типа, связывают воду и уменьшают ее доступность растениям. На таких почвах отрицательное влияние засухи будет проявляться быстрее и в более резкой форме (слитые почвы, солонцы).

Почвенные коллоиды в значительной степени влияют на тепловой режим пахотного горизонта. Известно, что при увлажнении сухих коллоидов и при связывании ими жидкой воды происходит выделение значительных количеств тепла. Теплота смачивания особенно велика у гидрофильных коллоидов эмульсоидного типа. Почвы, содержащие большое количество коллоидов, отличаются ясно выраженным эффектом выделения теплоты при смачивании и при связывании воды. Теплота смачивания почв колеблется в пределах 2—15 *кал/г*. Возможно, что угнетение и гибель сельскохозяйственных растений после дневного дождя в жаркую погоду или после кратковременных поливов малыми нормами воды объясняются большим выделением теплоты смачивания.

Изучение свойств почвенных коллоидов и их роли в почвообразовании и почвенном плодородии необходимо для правильного понимания происхождения и свойств почв и является важнейшим условием для разработки рациональной, научно обоснованной агротехники и почвенных мелиораций.

ПОГЛОТИТЕЛЬНАЯ СПОСОБНОСТЬ ПОЧВ

Громадная внутренняя поверхность, образующаяся в коллоидном веществе, наличие множества точек электрических зарядов и свободной энергии на поверхности коллоидных частиц приводит к тому, что почвенные коллоиды обладают выраженной способностью к поглощению — адсорбции. Поглотительная способность почвенных коллоидов передается всей почвенной массе и проявляется в отношении газов, жидкостей, осо-

бенно воды, молекул и ионов веществ, находящихся в почвенных растворах, и, наконец, бактерий и ферментов.

Таким образом, поглотительной способностью почв следует называть их способность поглощать и удерживать (сорбировать) в порах горизонтов, микроагрегатов и на поверхности отдельных высокодисперсных частиц газы, жидкости, молекулы, ионы или частицы других коллоидов.

Поглотительная способность почвенных коллоидов в широком смысле выражена тем резче, чем выше степень дисперсности, т. е. чем меньше диаметр коллоидных частиц. Соответственно, наибольшей поглотительной способностью характеризуются почвы тяжелоглинистого механического состава, содержащие большое количество минералов монтмориллонитового типа и гумуса. Сниженной поглотительной способностью отличаются малогумусные почвы и грунты грубого механического состава или содержащие большое количество минералов каолинитового типа.

Совокупность высокодисперсных минеральных и органических веществ, придающих почвам и грунтам поглотительную способность, названа К. К. Гедройцем почвенным поглощающим комплексом (ППК). Поглотительная способность почв имеет громадное значение в геохимии земной коры, генезисе и свойствах почв, водном режиме почв и питании растений, в устойчивости почвенного плодородия. Наконец, поглотительная способность придает почвам важнейшие технические свойства: механическую стабильность и прочность, способность обеззараживания и очистки фильтрующихся вод, способность задерживать радиоактивные и ядовитые вещества и т. д.

Поглощение газов и паров [1]

На поверхности частиц сухой почвы всегда имеется большее или меньшее количество различных поглощенных газов. Энергия поглощения газов и паров зависит от свойств этих веществ и образует следующий восходящий ряд:

$$H_2 < N_2 < O < CO_2 < NH_3 < H_2O \text{ (водяной пар)}.$$

Величина поглощения почвой воздуха достигает 2—14 *см*^{3} на 100 *г* почвы; поглощение углекислоты значительно больше и составляет от 45 до 488 *см*^{3} на 100 *г*. Установлено, что чем легче сгущаются газ или пары, тем легче и интенсивнее они поглощаются почвой. С повышением температуры интенсивность поглощения почвой газов и паров резко уменьшается. И наоборот, понижение температуры сопровождается увеличением количества поглощенных почвой газов. Поглощение газов сопровождается выделением некоторого количества тепла.

Влияние атмосферного давления обратно. С увеличением давления почва больше сорбирует газов. Уменьшение давления сопровождается десорбцией газов, их освобождением и поступлением в почвенный и наземный воздух. Имеется также выраженная зависимость поглощения газов от механического и химического состава почв. Чем больше в почвах органического вещества (в частности, гумуса), чем больше они содержат гидратов окиси железа, тем интенсивнее они сорбируют газы.

Почва является довольно хорошим поглотителем дымных и газообразных отравляющих веществ (ОВ), хотя и значительно более слабым,

---

[1] Этот вопрос рассматривается также в разделе «Почвенный воздух и воздушные свойства почв».

чем, например, активированный уголь. Однако почву можно использовать в качестве подручного материала для защиты от ОВ.

Наличие поглощенных газов является причиной затрудненного смачивания сухих почв в момент ливня или полива. Требуется длительное время для замещения поглощенного воздуха водой, прежде чем произойдет полное смачивание почвы и наступит нормальное впитывание влаги.

При поливах почв или при проведении мелиоративных промывок солончаков поглощенный воздух замещается влагой и десорбируется из почвы. Происходит как бы образование воздушного экрана, что существенно замедляет фильтрацию воды в нисходящем направлении. Для того чтобы обеспечить достаточную скорость фильтрации при промывках солончаков, затопление промываемых полей производится по полосам. При поливе затоплением десорбирующийся воздух, стремительно вырываясь из макро- и микроструктурных агрегатов почвы, разрушает их. Вследствие этого резко ухудшается структура почвы и усиливается склонность к заплыванию и образованию корки.

Для предохранения структуры поливаемых почв от разрушения вместо полива затоплением применяется медленный полив по бороздам, когда происходит равномерное постепенное смачивание почвы и постепенное вытеснение поглощенного воздуха водой. Полив почв методом дождевания, если он производится с относительно умеренной интенсивностью водоподачи, также обеспечивает постепенную десорбцию поглощенного воздуха с сохранением структуры почв. Закрепление в почве парообразной воды в форме гигроскопической влаги является проявлением поглотительной способности почвы в отношении паров. Поглощение паров при этом сопровождается выделением тепла. Также происходит поглощение почвой углеводородов (метана, пропана и других).

Были предприняты попытки рассчитать количество почвенных коллоидов в почве по величине поглощенных паров воды. По В. Робинсону, каждый грамм почвенных коллоидов сорбирует около 0,3 *г* паров воды. Однако в процессе сорбции парообразной воды имеют место явления, сходные с поглощением жидкости и смачиванием, поскольку часть парообразной воды в процессе сорбции переходит в форму молекулярно связанной или капиллярной конденсированной воды. Поэтому эти расчеты имеют качественный характер.

Поглощение жидкостей

Почвы обладают сильно выраженной поглотительной способностью в отношении некоторых жидкостей. Поглощение жидкости зависит от того, смачивает ли она почву или нет. Жидкости, обладающие меньшим поверхностным натяжением, чем вода, сорбируются почвой значительно слабее; таковы спирт, бензин, бензол. Жидкости, смачивающие почву после вытеснения ими ранее поглощенных газов, обычно поглощаются почвой интенсивнее. Смачивание почвы водой и ее поглощение сопровождается выделением определенного количества тепла (2—10—15 *кал/г*).

Величина теплоты смачивания почвы при поглощении воды может быть использована для приближенного подсчета содержания почвенных коллоидов. Способность поглощения воды очень сильно выражена у коллоидно-дисперсных минералов, имеющих подвижную кристаллическую решетку (монтмориллонит, некоторые хлориты). Молекулы воды сорбируются в этих минералах не только на поверхности частиц, но и между пакетами решетки.

Поэтому чем больше в почве содержится органических веществ и гидрофильных коллоидных минералов (аллофаны, монтмориллонит), тем в большей степени почва обладает способностью поглощения и связывания воды. Гигроскопическая и пленочная вода в почвах является поглощенной водой. Некоторые вулканические почвы, содержащие большие количества аллофаноидных минералов, связывают до 300—400% воды по отношению к весу почвы.

Поглощение электролитов

Водная пленка, образующаяся вокруг высокодисперсных частиц почвы, является сферой целого ряда тонких реакций, протекающих в почве. Пленка сорбированной воды имеет совершенно иную концентрацию электролитов, чем почвенный раствор.

Отношение различных электролитов к коллоидной частице с окружающей ее пленкой сорбированной воды может быть диаметрально противоположным. Молекулы некоторых электролитов поглощаются полностью коллоидальными частицами почвы. Эта так называемая положительная адсорбция электролитов имеет место в тех случаях, когда происходит одновременное поглощение как анионной, так и катионной части молекулы. Широко распространены случаи положительного поглощения солей фосфорной кислоты. То же отмечается в отношении углекислых или кремнекислых солей.

Проблеме химии фосфора в почвах посвящены специальные монографии Д. Л. Аскинази (1949) и А. В. Соколова. Д. Л. Аскинази экспериментально показал, что химическое поглощение фосфатов особенно резко проявляется при взаимодействии суперфосфата с кислой почвой, насыщенной алюминием. Эта реакция сопровождается исчезновением из раствора и Ca^{+2}, и $H_2PO_4^-$.

В подобных случаях сначала происходит поглощение анионов PO_4^{-3}, $H_2PO_4^-$, CO_3^{-2} или SiO_3^{-2} внутренним, потенциалопределяющим слоем коллоидной частицы. Сорбированный анион в свою очередь удерживает катионную часть молекулы. Ряд исследователей (Айдинян, 1935; Иванов, 1962, и др.) наблюдали это явление, которое обычно сопровождается еще и увеличением емкости поглощения (цитировано по Возбуцкой, 1968).

Однако некоторые электролиты, как, например, $NaNO_3$, NaCl, проявляют эффект отрицательной адсорбции. Эти электролиты в почвенном растворе не сорбируются коллоидальными почвенными частицами, а, наоборот, как бы от них отталкиваются и повышают концентрацию внешней части почвенного раствора. В сущности происходит одностороннее поглощение сухой почвой воды, с отталкиванием электролита в несорбированный водный раствор.

Явление отрицательной адсорбции и одновременно с этим протекающее явление поглощения почвенными коллоидами воды в форме так называемой связанной воды («нерастворяющего объема воды») оказывают весьма сильное влияние на концентрацию и состав растворов, циркулирующих в почвенных горизонтах. Происходит существенное возрастание концентрации почвенного раствора в той части, которая не поглощена коллоидными частицами. Возрастание концентрации почвенного раствора, естественно, может сопровождаться выпадением некоторых солей в осадок и сдвигами в физико-химической поглотительной способности.

В результате явления отрицательной адсорбции соли азотной кислоты чрезвычайно легко выщелачиваются из почв атмосферными осадками.

Поэтому не рекомендуется вносить всю норму азотных удобрений в почву под зиму. Отрицательная адсорбция хлоридов, наоборот, является положительным моментом с точки зрения мелиорации засоленных почв. Находясь во внешней, не сорбированной почвенными частицами порции почвенного раствора, хлориды при промывке засоленных почв относительно легко отмываются и уходят вместе с промывными нисходящими токами свободной гравитационной воды. Если бы хлориды натрия обладали эффектом положительной молекулярной адсорбции, мелиорация солончаковых почв методом промывок была бы несравненно труднее.

Явление поглощения молекул электролитов почвой может быть использовано, в случае необходимости, для частичной очистки питьевых вод от солей или ОВ. Однако вследствие слабого молекулярного поглощения электролитов почвой подобная очистка может быть произведена лишь почвенной колонной большой высоты.

Поглощение и обмен ионов

Способность почв поглощать ионы из растворов и обменивать их на другие ионы называется физико-химической обменной поглотительной способностью. Теория обменной поглотительной способности почв разработана советским ученым К. К. Гедройцем, швейцарским почвоведом-химиком Вигнером, шведским исследователем С. Маттсоном, американским почвоведом Ф. Келли.

Обмен и поглощение ионов в почвах — это обратимый процесс, возникающий между раствором и высокодисперсной фракцией твердой фазы. Поглощаются и обмениваются как катионы, так и анионы. Более изучено и более известно явление поглощения и обмена катионов. Однако по мере накопления экспериментальных данных в почвоведении делается очевидным исключительно большое значение сорбции и десорбции анионов [1].

Установлено, что непосредственный контакт почвенных частиц между собой, даже без жидкой фазы, также сопровождается обменом поглощенных ионов. Обменные явления начинают заметно проявляться во фракциях с диаметром частиц меньше 20 *мк*, т. е. уже во фракциях ила и глины.

В коллоидно-дисперсной системе возникает как бы подвижное равновесие между внешним раствором, внутренним сорбированным раствором и поглощенными (обменными) ионами. Повышение или понижение концентрации ионов во внешнем растворе (удобрения, соли, вносимые поливной водой, увеличение концентрации при испарении) немедленно влечет за собой цепь изменений в степени насыщенности поглощающего комплекса соответственными ионами.

Основные особенности поглощения и обмена почвенных катионов заключаются в следующем.

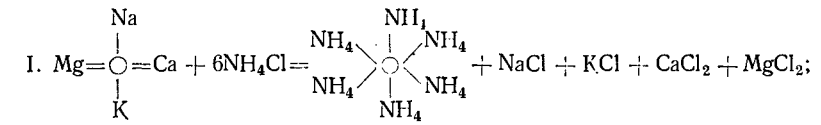
Быстрота реакции поглощения и обмена. В случае взаимодействия почвы с раствором электролитов поглощение коллоидно-дисперсными частицами катионов из растворов в обмен на катионы, находившиеся в поглощенном состоянии, протекает довольно быстро. Тем не менее ранние представления о моментальном характере обменных реакций в настоящее время нуждаются в существенном уточнении. В тех случаях, когда почвенные коллоиды представлены преимущественно частицами (мицел-

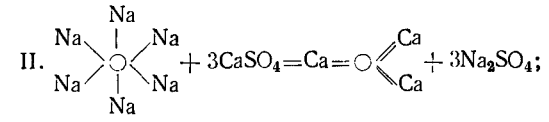
[1] Обычно, когда характеризуется поглотительная способность естественной почвы, подразумевается поглощение и обмен катионов.

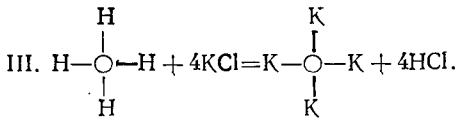
лами) компактного строения, обменные реакции имеют чисто поверхностный характер экстрамицеллярных реакций (исследования Г. Вигнера).

Каолинитовые глины имеют экстрамицеллярную структуру, и поэтому на них обменные реакции протекают весьма быстро. Однако многие коллоидно-дисперсные вещества характеризуются губчатым строением, их тончайшие ультрамикроскопические поры или межпакетные пространства участвуют в обмене. В этом случае обменные реакции имеют интрамицеллярный характер и протекают относительно медленно, так как требуется время для проникновения ионов в глубь мицеллы и для достижения полного равновесия с раствором. Интрамицеллярной структурой обладают органическое вещество почвы, минералы монтмориллонитовой группы, рыхлые гели и коагели и др.

Обратимость и эквивалентность обмена. Поглощение и обмен катионов в почвах при постоянном pH проходят в основном эквивалентно. Это можно иллюстрировать следующими схемами:







Однако в тех случаях, когда pH циркулирующих растворов электролитов меняется, эквивалентность поглощения и обмена катионов существенно нарушается. При увеличении щелочности раствора электролита возрастает отрицательный заряд частиц и эквивалентность обмена нарушается за счет дополнительной диссоциации и появления обменного водорода.

Величина обменной способности почв вместе с тем зависит от валентности и атомного веса поглощенных катионов. Обычно двухвалентные и особенно трехвалентные металлы десорбируют из поглощенного состояния значительно большее количество поглощенных одновалентных катионов, чем одновалентные катионы этой же группы. Внутри групп катионов одной валентности отмечаются некоторые нарушения эквивалентности обмена в связи с различиями атомного веса: катионы большего атомного веса при одной и той же валентности вытесняют больше поглощенных катионов, чем катионы меньшего атомного веса. Эти колебания объясняются различной энергией сорбции и десорбции катионов, что в свою очередь связано с их свойствами (табл. 79).

Наконец, как показано Б. П. Никольским, эквивалентность обмена нарушается при изменениях концентрации катионов в равновесном растворе. Чем выше концентрация раствора, тем относительно больше десорбируется поглощенных катионов.

Таблица 79

Особенности катионов и их влияния на почвенные коллоиды
(Иенни и Рейтемайер, 1935; Бавер, 1956)

Катион	Валентность	Атомный вес	Радиус, Å		Число гидратации по Реми	Скорость катафоретической миграции $см \cdot сек^{-1} \cdot вольт^{-1}$	Показатель коагуляции KCl*	Вытесняемость, %**
			дегидратированный	гидратированный				
Li	1	6,9	0,78	10,03	12,6	3,45	21,6	65,0
Na	1	23	0,98	7,90	8,6	3,31	11,2	66,5
K	1	39	1,33	5,32	4,0	—	7,8	48,7
NH_4	1	18	1,43	5,37	4,4	3,48	5,4	50,0
Rb	1	85,4	1,49	5,09	—	3,25	—	37,4
Cs	1	132,9	1,65	5,05	—	3,02	5,6	31,2
H	1	1	—	—	—	2,84	1,5	14,5
Mg	2	24	0,78	—	13,2	3,18	2,9	31,32
Ca	2	40	1,06	—	10,0	3,27	3,0	28,50
Sr	2	87,6	1,27	—	—	3,06	2,6	25,76
Ba	2	137,3	1,43	—	—	3,01	2,3	23,75
Al	3	27	—	—	—	—	—	—
La	3	138,9	1,22	—	—	2,74	0,86	13,96
Th	4	232	—	—	—	3,11	0,60	1,85

* Числа увеличения соответствующих концентраций KCl.

** Степень вытеснения поглощенных катионов эквивалентными растворами KCl (многовалентных) или NH_4Cl (одновалентных).

Если при поглощении и обмене катионов учитываются не только металлы, но и водород, то обнаруживается почти полное сближение эквивалентности сумм поглощаемых и обмениваемых катионов.

Энергия поглощения. Энергия поглощения катионов почвой зависит от валентности катионов, т. е. от величины их заряда. Поэтому двухвалентные катионы поглощаются энергичнее, чем одновалентные. В группе катионов одной и той же валентности энергия их поглощения возрастает с увеличением атомного веса. Так, обычно рубидий и цезий поглощаются энергичнее лития и натрия, барий поглощается энергичнее кальция. Вытеснение же поглощенного катиона, т. е. его десорбция, протекает, наоборот, тем полнее, чем меньше валентность и атомный вес катиона, находящегося в поглощенном состоянии. Соответственно наибольшей десорбируемостью отличаются одновалентные катионы, труднее десорбируются двухвалентные и особенно тяжелые трехвалентные катионы.

Такие многовалентные ионы, как Mn, Cu, Zn, поглощаются особенно энергично, медленно десорбируются и слабо вымываются. Однако в кислой среде Al может их легко вытеснять. Г. Вигнер энергию поглощения ставит в зависимость не только от величины электрического заряда, но и от гидратации катиона.

Под гидратацией понимают ориентирование молекул воды вокруг иона под влиянием электрического поля. Гидратация является весьма важным свойством катионов, обусловливающим их поведение, особенно в гидрофильных коллоидах. Она характеризуется числом гидратации,

т. е. числом молекул воды, приходящихся на один ион, и зависит от валентности иона и ионного радиуса. Наиболее гидратированными являются ионы с меньшим истинным радиусом. В табл. 79 приводятся числа гидратации катионов по Реми. Бóльшие числа гидратации и, следовательно, бóльшие гидродинамические радиусы ионов Li и Na по сравнению с другими определяют меньшую энергию поглощения этих катионов. С другой стороны, эти ионы, находясь в поглощенном состоянии, придают частицам больший заряд, бóльшую гидрофильность, более рыхлое строение коллоидной частицы и сами легко диссоциируют из поглощенного состояния.

С разбавлением почвенных растворов (дожди, поливы) сорбируемость возрастает, особенно сильно у двухвалентных ионов и меньше у одновалентных. Поэтому поглощение Ca^{+2} и его количество в обменном состоянии в эти моменты возрастают. Наоборот, при концентрировании растворов активность двухвалентных ионов падает быстрее, чем одновалентных. Поэтому из более концентрированных растворов Na^+ поглощается почвами интенсивнее других катионов.

Природа адсорбента также влияет на отбор ионов при поглощении их почвой (селективное поглощение). Обилие грубого гумуса (или торфа) способствует селективному поглощению H^+. Гуминовая кислота интенсивно сорбирует Ca^{+2}. Преобладание глин каолинитового типа в кислых условиях способствует сорбции H^+, Al^{+3}, NH_4^+. Иллит в условиях нейтральной среды способствует поглощению K^+ и NH_4^+. Гумусовые монтмориллонитовые почвы чаще всего насыщены Ca^{+2} и Mg^{+2}, хотя нередко в них обнаруживаются значительные количества обменных Na^+ и K^+. В числе обменных катионов в почвах весьма распространены Ca, Mg, K, Na, H, Al, менее распространены NH_4, Mn, Cu, Zn, Co, Ni, а также стабильные и радиоактивные изотопы.

Необменное поглощение катионов. Наряду с обменным поглощением катионов существует необменное поглощение — фиксация. Неосинтез почвенных минералов всегда сопровождается исчезновением из растворов и фиксацией кремнезема и полуторных окислов, части ионов K, Ca, Mg, входящих в кристаллическую решетку вновь возникающих минералов. Но наряду с этим экспериментально установлено распространенное явление собственно необменной фиксации почвенными коллоидами K^+ и NH_4^+, а также Rb^+ и Cs^+.

Это явление, объясняемое различными авторами весьма различно (межпакетная фиксация иллитом, фиксация в пустотах, образуемых контактом кремнекислородных тетраэдров, уменьшение емкости поглощения, фиксация органическими соединениями), изучено недостаточно. Однако в геохимии и агрохимии азота и калия это явление играет существенную роль (Возбуцкая, 1968).

Показатели поглотительной способности. Поглотительная способность почвы характеризуется суммой всех поглощенных катионов (включая водород), выраженной в миллиграмм-эквивалентах на 100 *г* сухой почвы. При этом для характеристики относительного количества поглощенных катионов их содержание может быть выражено в процентах от суммы всех обменных катионов, принятой за 100%.

Способность почвы в определенных условиях реакции среды (pH около 6,5), состава и дисперсности коллоидов сорбировать максимально возможное количество катионов носит название «емкость поглощения». Емкость поглощения, выражаемая также в миллиграмм-эквивалентах на 100 *г* почвы, обычно совпадает с суммой всех обменных катионов (вклю-

чая водород), находящихся в данной почве, и колеблется в различных почвах от 10—15 до 40—60 *мг-экв* на 100 *г*.

Почвы, содержащие в поглощающем комплексе только обменные щелочные и щелочноземельные катионы, называются насыщенными основаниями. Почвы, содержащие кроме оснований в поглощенном состоянии обменный водород или алюминий, называются ненасыщенными основаниями, кислыми.

Как было показано К. К. Гедройцем, емкость поглощения и состав обменных катионов являются весьма важным диагностическим признаком почв и отдельных горизонтов.

Изменяемость поглотительной способности. Сумма обменных катионов и емкость поглощения почв могут в известной степени меняться в зависимости от реакции среды, дисперсности и состава коллоидов. Увеличение щелочности среды, способствуя возрастанию отрицательного заряда коллоидных частиц почвы, увеличивает емкость поглощения. Увеличение кислотности, уменьшая отрицательный заряд почвенных коллоидов, способствует уменьшению емкости поглощения и уменьшению суммы поглощенных катионов. Сильное подкисление среды может вызвать перезарядку почвенных коллоидов и поглощение анионов.

На рис. 77 показано возрастание емкости поглощения минеральных почв и глины в связи с увеличением pH. Увеличение емкости поглощения у гуминовой кислоты при этом происходит во много десятков раз интенсивнее, чем у минеральных почвенных коллоидов. Поглотительная способность почв весьма сильно зависит от состава почвенных коллоидов, от соотношения в них органических и минеральных компонентов и от минералогической природы глинных минералов. Это видно по величинам поглотительной способности различных компонентов:

	мг-экв/1 *г*
Гумусовые кислоты	3—9
Почвенный гумус	≈2,6
Монтмориллонит	1—1,7
Иллит	0,3—0,5
Каолинит	0,1—0,2

Эффективность десорбции катионов также в большой степени зависит от природы сорбента и для Ca образует следующий нисходящий ряд: каолинит>иллит>монтмориллонит. Эти данные позволяют интерпретировать и оценивать результаты механических, минералогических и химических анализов почв (Duchaufour, 1965). В развитии поглотительной способности верхних горизонтов почв определяющая роль принадлежит прежде всего органическим веществам. На рис. 78 показана прямолинейная зависимость поглотительной способности почв от содержания гумуса.

Вследствие исключительно высокой поглотительной способности гумуса и гумусовых кислот (до 400—930 *мг-экв* на 100 *г*), а также монтмориллонита (70—175 *мг-экв* на 100 *г*) почвы, содержащие большое количество гумуса и минералов монтмориллонитовой группы, отличаются обычно наибольшей емкостью поглощения. Таковыми являются черноземы, дерново-луговые почвы, черные почвы прерий и саванн. В них емкость поглощения часто составляет 40—60 *мг-экв* на 100 *г* (рис. 79, 80).

Те почвы, в которых содержится немного органических веществ, а минеральные коллоиды представлены гидрослюдами и каолинитом, поглотительная способность которых не превышает 15—20 *мг-экв* на 100 *г*,

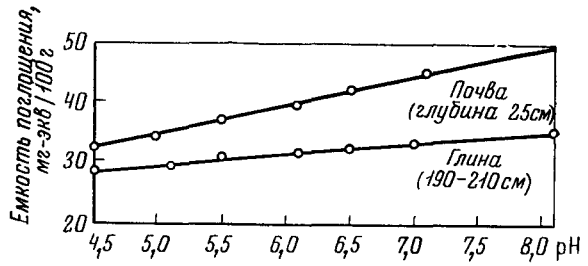


Рис. 77. Изменение емкости поглощения почв в зависимости от pH раствора (данные В. Н. Филипповой)

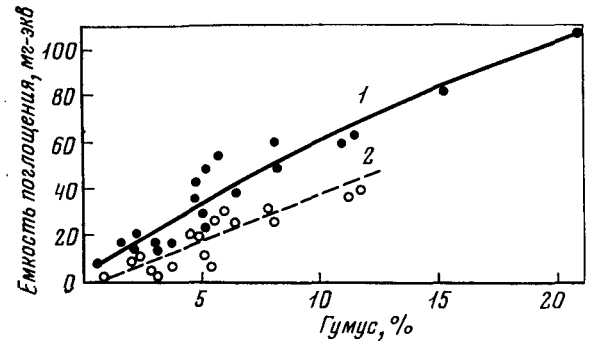


Рис. 78. Зависимость поглотительной способности различных типов почв от содержания гумуса (данные Н. И. Горбунова и других авторов)

Поглотительная способность:
1 — общая;
2 — органической части

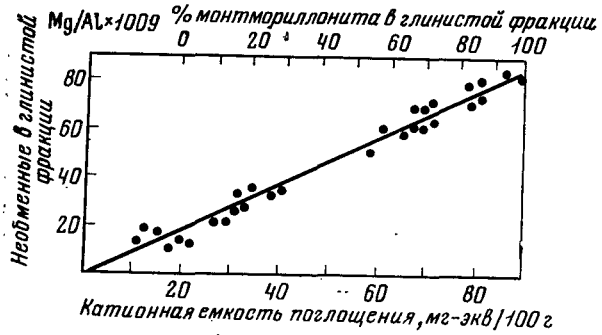


Рис. 79. Содержание монтмориллонита в глинистой фракции и емкость поглощения некоторых почв (Hardan, 1950)

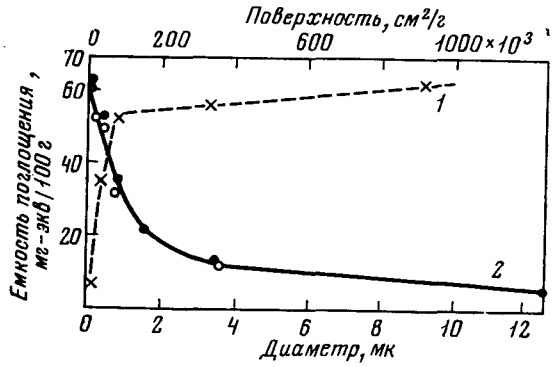


Рис. 80. Соотношение размеров частиц общей поверхности частиц и емкости поглощения (Бавер, 1956)

1 — поверхность;
2 — диаметр частиц

соответственно характеризуются невысокой емкостью поглощения. Так, сероземы Средней Азии, содержащие весьма небольшое количество гумуса и почвенных коллоидов, имеют емкость поглощения порядка 10—15 *мг-экв* на 100 *г*. Такырные почвы, формирующиеся в пустынях Средней Азии, имеют емкость поглощения не выше 8—12 *мг-экв*.

В табл. 80 приводятся данные, характеризующие зависимость свойств почвенных коллоидов и, в частности, их поглотительной способности от химического и минералогического состава.

Таблица 80

Поглотительная способность и свойства почвенных коллоидов
(по Л. Д. Баверу)

Свойства коллоидов	Минералы, составляющие коллоиды				
	монтмориллонит	монтмориллонит—байделит	байделит	байделит—галлуазит	галлуазит
Отношение $SiO_2 : R_2O_3$	5,0	3,8	3,2	2,3	1,3
Емкость поглощения, *мг-экв*/100 *г*	95,0	82,0	65,0	47,0	13,0
Гигроскопичность, % (при 30%-ной H_2SO_4)	21,5	20,1	18,1	15,5	6,1
Набухание, $см^3/г$	2,2	1,2	0,8	0,6	0,05
Теплота смачивания, *кал/г*	—	15,0	13,8	11,7	5,9

Поглотительная способность почв и почвенных коллоидов чрезвычайно возрастает с возрастанием степени их дисперсности. В табл. 81 показана зависимость коллоидных свойств от диаметра частиц по данным А. А. Роде (1966) и Р. Ф. Мельникова (1949).

Емкость поглощения очень резко возрастает при диаметре частиц меньше 0,001 *мм*. Авторы доказали это и экспериментально, путем сопоставления обменной способности и состава поглощенных катионов в коллоидно-дисперсных минералах до диспергирования и после длительного интенсивного диспергирования на коллоидных мельницах. Искусственное диспергирование увеличивает в 5—10, а иногда в 100 раз емкость поглощения за счет возрастания суммарной поверхности, разрушения кристаллической решетки и мобилизации необменных катионов. Наиболее значительно возрастают количества поглощенных магния и калия, а в отдельных случаях и натрия.

Диспергирование почвенных коллоидов происходит не только под действием таких сильных средств, как специальные коллоидные мельницы (табл. 82). Простое, но длительное разминание почвы, как установлено исследованиями В. С. Шарова, Р. Х. Айдиняна, Н. И. Горбунова, Б. В. Андреева и других, влечет за собой также существенное возрастание общей степени дисперсности почвенной массы, увеличение поглотительной способности и количества тех или иных обменных катионов.

Следует полагать, что при механической обработке почв во влажном состоянии сельскохозяйственными орудиями происходит аналогичное явление. Возможно, этим следует объяснить возрастание бесструктурности, коркуемости и создание уплотненных подпахотных горизонтов в длительно орошаемых сероземных и черноземных почвах.

Таблица 81

Некоторые свойства гранулометрических фракций*

Размер частиц, *мм*	Поверхность	ММВ	МГ	Емкость обмена	Теплота смачивания
0,01—0,005	100	100	100	100	100
0,005—0,004	167	117	275	225	170
0,004—0,003	214	119	375	425	540
0,003—0,002	300	122	475	640	640
0,002—0,001	500	132	1270	975	910
0,001—0,005	1000	143	6350	—	—
<0,001	—	153	6900	7900	7900

* В относительных величинах. Характеристики для фракции 0,01—0,005 *мм* приняты за 100.

Таблица 82

Влияние измельчения минералов на содержание обменных оснований

Минерал	Емкость поглощения, *мг-экв*/100 *г*		Минерал	Емкость поглощения, *мг-экв*/100 *г*	
	до растирания или размалывания	после длительного растирания или размалывания		до растирания или размалывания	после длительного растирания или размалывания
Мусковит	10,5	76,0	Монтмориллонит	126,0	238,0
Биотит	3,0	72,5	Бентонит Са	106,0	328,0
Биотит	22,0	173,0	Коллоид из почвы	65,0	203,0
Каолинит	8,0	70,4			

Поглотительная способность почв зависит также от отношения в составе минеральных коллоидов $SiO_2 : R_2O_3$, что всесторонне изучено С. Маттсоном. Возрастание этого соотношения способствует увеличению поглотительной способности почвенных коллоидов и почвы. Аллитные и латеритные почвы, глинные минералы которых характеризуются узким отношением $SiO_2 : R_2O_3$, обладают крайне низкой поглотительной способностью катионов (3—5 *мг-экв* на 100 *г*). Наоборот, почвы степных областей и аккумулятивных ландшафтов, характеризующиеся обычно широким отношением $SiO_2 : R_2O_3$, как правило, обладают высокой поглотительной способностью (40—60 *мг-экв*).

Под влиянием нерациональной агротехники поглотительная способность почв может существенно уменьшиться. Так, потеря почвами гумуса в результате окисления, дефляции, эрозии или многолетней монокультуры пропашных сопровождается заметным снижением емкости поглощения. Внесение в почву органических удобрений и периодическая культура многолетних трав в севообороте обогащают почвы свежим органическим веществом, увеличивают содержание в них органических коллоидов и способствуют возрастанию емкости поглощения.

Влияние поглощенных катионов на состояние почвенных коллоидов и на почвы

Вследствие различий в атомном весе, валентности, величине радиуса и степени гидратированности обменные катионы весьма неодинаково влияют на состояние почвенных коллоидов и на почвы. Многовалентные тяжелые поглощенные катионы способствуют значительному снижению величин отрицательного заряда у частиц почвенных коллоидов, уменьшению степени их дисперсности и необратимости коагуляции, ослаблению гидрофильности и набухаемости почвенных коллоидов (рис. 81, табл. 83). Соответственно почвы, содержащие значительное количество поглощенного кальция, как, например, черноземы и лугово-дерновые, приобретают сравнительно водоустойчивую структуру и микроструктуру, благоприятную водопроницаемость (рис. 82), малую набухаемость и усадку, умеренную влагоемкость, повышенную доступность почвенной воды. Вместе с тем поглощенный кальций придает почвам, как в лабораторных экспериментах, так и в естественных условиях, слабощелочную реакцию (pH 7,0—7,5).

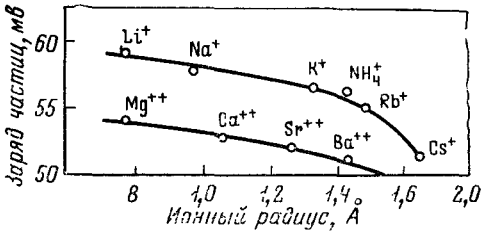


Рис. 81. Соотношение между радиусом поглощенных катионов и зарядом тонких глинистых частиц (Йенни и Рейтемайер, 1935, цит. по Baver, 1956)

Поглощенный водород способствует гидролизу и разрушению минеральных почвенных коллоидов с распадом их на отдельные окислы, образованию фульватных подвижных форм гумусовых кислот и органо-

Таблица 83

Влияние обменных катионов на свойства глин
(Бавер, 1956)

Свойства коллоидов	H+	Li+	Na+	K+	Ca++	Ba++
Байделитовая глина						
Гигроскопичность, % (при 3,3%-ной H_2SO_4)	44,76	56,12	49,22	31,12	40,91	41,95
Теплота смачивания, *кал/г*	13,6	12,0	12,0	9,5	15,0	13,9
Набухание, *см³/г*	0,81	4,97	4,02	0,50	0,91	0,85
Гидратация, *см³/г* (подсчитанная)	5,20	5,25	5,25	4,07	5,20	5,20
Дисперсность частиц с $d < 100$ *ммк*, %	37,4	60,1	62,2	56,3	4,9	24,4
Монтмориллонитовая глина						
Набухание, *см³/г*	2,20	10,77	11,08	8,55	2,50	2,50
Гидратация, *см³/г* (подсчитанная)	35,0	28,4	24,1	21,3	24,2	34,0
Дисперсность частиц с $d < 100$ *ммк*, %	34,0	37,8	35,2	35,7	31,2	31,9

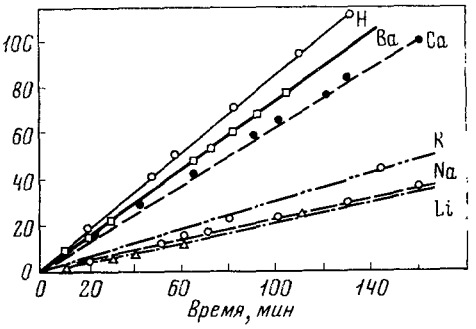


Рис. 82. Влияние поглощенных катионов на водопроницаемость (Lutz, 1934)

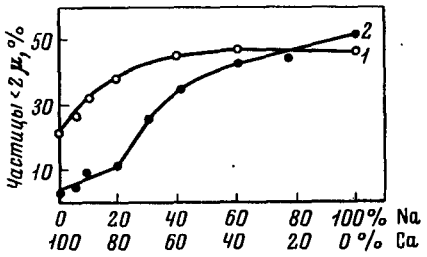


Рис. 83. Зависимость дисперсности суглинистой почвы от ее насыщенности обменными кальцием и натрием (по Антипову-Каратаеву, 1940)

1 — материнская порода; *2* — чернозем

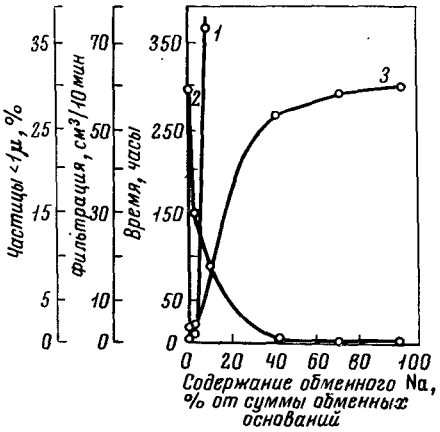


Рис. 84. Изменение водно-физических свойств черноземной почвы под влиянием обменного Na (данные И. Н. Антипова-Каратаева)

1 — длительность капиллярного поднятия воды на высоту 12 *см*;
2 — фильтрационная способность;
3 — дисперсность

минеральных соединений, а также высокодисперсных гидрозолей железа и гумуса. Реакция среды под влиянием обменного водорода становится кислой. Почвы и торфа, содержащие большое количество обменного водорода, часто приобретают pH 4, 5. Поглощенный водород по влиянию на набухание и дисперсность коллоидов скорее сближается с кальцием. Деятельность микроорганизмов обычно подавляется под влиянием больших количеств водорода. Плодородие почвы понижается.

Литий, натрий и калий, адсорбируясь почвенными коллоидами, способствуют увеличению заряда и степени дисперсности коллоидных частиц. Одновременно происходит увеличение набухаемости и гидрофильности коллоидов, величины связанной и недоступной растениям воды. Реакция среды под влиянием одновалентных обменных катионов делается щелочной: pH возрастает до 8—8,5, а иногда и до 9.

Почвы, содержащие значительное количество обменного натрия (солонцы, содовые солончаки), сильно набухают, приобретают крайне плохую водопроницаемость и низкий коэффициент фильтрации, высокую влагоемкость, сильную растворимость органических веществ, пластичность и прилипаемость во влажном состоянии, большую усадку и твердость при высыхании (табл. 84, рис. 83). Капиллярное передвижение влаги в почвах, насыщенных обменным натрием, крайне замедляется.

Исключительно сильное воздействие обменного натрия на степень дисперсности почвенных коллоидов и на снижение водопроницаемости почво-грунтов привело Д. Г. Виленского, А. Н. Соколовского и Л. П. Розова к мысли об использовании обменного натрия в качестве средства для искусственного снижения водопроницаемости в практике водного хозяйства. Лабораторными и поле-

Таблица 84

Влияние поглощенного натрия на водные и физические свойства почв
(по лабораторным исследованиям А. М. Панкова, С. Маттсона, В. В. Охотина)

Свойство	Степень насыщенности почвы обменным Na, % от емкости										
	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
pH	—	7,2	7,2	—	—	7,40	—	7,55	—	—	8,04
Набухание, *см*³	1,86	—	2,00	2,30	3,20	5,08	—	6,50	—	—	7,20
Степень дисперсности, % частиц <0,001 *мм*	2,14	5,09	6,8	7,5	8,1	8,7	9,0	9,1	9,1	9,3	9,3
Коллоидный гумус, *мг*/100 *г*	39,0	96	190	258	300	1888	2818	2852	2826	2943	[3173]
Влагоемкость, %	100	107	144	171	186	221	261	290	321	368	364
Набухание, %	100	111	—	113	—	172	—	—	—	—	268
Фильтрация, *час*	2,25	5,25	24	36	48	50	60	60	60	35	35
Всасывание воды, %	100	80	—	60	—	50	—	—	—	—	20
Число пластичности	14,2	—	17,3	—	—	—	—	18,2	—	—	—
Максимальное прилипание, *г*/*см*²	145,0	—	239,8	—	—	—	—	430,0	—	—	528,5
Объемная усадка при высыхании, %	27,7	—	30,6	—	—	—	—	30,9	—	—	30,9
Сопротивление раздавливанию в сухом состоянии, *кг*/*см*²	79,0	—	101,0	—	—	—	—	120,0	—	—	101,0

выми опытами, проведенными на Украине, под Москвой, в Поволжье и Средней Азии, было установлено, что искусственное насыщение почвенных коллоидов обменным натрием приводит к коренному уменьшению фильтрационной способности почво-грунтов. Это позволяет в практике орошения значительно снизить потери воды на фильтрацию в ирригационных каналах и водохранилищах.

Опыты, проведенные в СССР (лаборатории ВНИИГим, Почвенного ин-та им. В. В. Докучаева), показали, что в случае замещения всех обменных катионов почво-грунта на натрий фильтрация в монолитах практически снижается до нуля (рис. 84).

Поглощенный натрий может быть введен в поглощающий комплекс почв из растворов хлоридов, сульфатов, фосфатов, карбонатов натрия, едкого натра и фтористого натрия. Наиболее высокий антифильтрационный эффект достигается введением в почво-грунты поваренной соли и особенно нормальной соды и фосфатов натрия. Хороший результат дает также смесь хлористого натрия с содой и едким натром [1].

С. П. Засосов и В. А. Шкарупо на основании полевых и лабораторных исследований установили, что внесение хлористого натрия в количестве 1,5—3 *кг* на 1 $м^2$ поверхности ирригационных каналов в сухом виде, а еще лучше в форме концентрированного раствора обеспечивает создание гидроизоляционного экрана, который может служить на карбонатных лёссовых почво-грунтах в течение 5—8 лет.

Поглощение почвами анионов

Поглощение анионов почвой вызывается положительным зарядом коллоидных частиц гидроокисей алюминия и железа, углекислого кальция или положительными зарядами атомов Si, Al, Fe, Mg на внешних краях обломков кристаллических решеток алюмосиликатных глинных минералов.

Выше отмечено, что почвенные коллоиды в большинстве являются амфолитоидами, они способны сорбировать анионы и приобретать положительный заряд в кислой среде. Степень амфолитоидности почвенных коллоидов варьирует. В одних и тех же горизонтах почвы имеются микроучастки, содержащие коллоиды повышенной и пониженной амфолитоидности.

С. Маттсон считает, что поглощение анионов зависит в наибольшей степени от соотношения кремнекислоты и полуторных окислов в коллоидных частицах минералов. Адсорбция анионов будет высокой при отношении $SiO_2 : R_2O_3 = 1$; при отношении $SiO_2 : R_2O_3 = 2$ поглощение анионов и катионов будет более или менее одинаковым; при отношении $SiO_2 : R_2O_3 = 3$ и выше поглощение анионов будет низким, а поглощение катионов — высоким.

Поглощение и обмен анионов проявляются также тем сильнее, чем больше в почвах двухслойных глинных минералов, чем больше в них аморфных соединений гидроокисей железа, алюминия, марганца и чем ниже pH среды. Особая роль принадлежит в этом отношении пленкам гидроокислов алюминия и железа, покрывающим другие минеральные частицы.

---

[1] Подробно техника применения обменного натрия для снижения фильтрационных свойств почво-грунтов изложена в книге Л. П. Розова «Мелиоративное почвоведение» (1956).

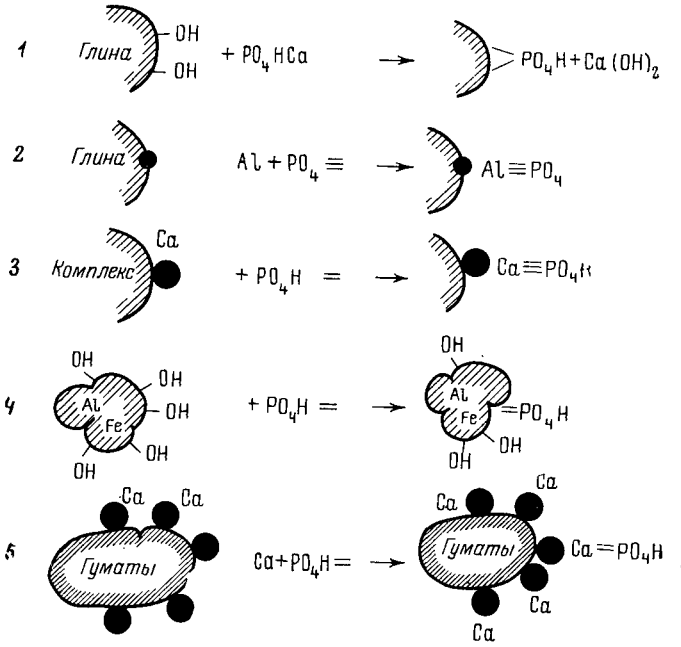


Рис. 85. Поглощение анионов почвами (основные модели по Гоше — Gaucher, 1968)

1 — обмен групп OH′ у глинистых частиц;
2 — фиксация ионом Al;
3 — фиксация ионом Ca;
4 — фиксация коллоидными гидратами окислов железа и алюминия;
5 — фиксация гуматами кальция

Имея в виду большую гетерогенность почвенной массы и изменчивость реакции почвенной среды, следует предположить, что при суммарном отрицательном заряде на огромной внутренней поверхности коллоидных почвенных систем всегда имеется много участков с положительным зарядом. Метаболиты почвенных организмов, выделяемые даже в небольших количествах, могут создавать местные подкисленные микроучастки, где амфолитоидность почвенных коллоидов может проявляться интенсивнее и где вследствие этого появляются частицы, сорбирующие анионы.

Физико-химическое поглощение анионов, и в частности аниона фосфорной кислоты, сопровождается эквивалентным обменом других анионов. Такими анионами могут быть SO_4^{-2}, SiO_3^{-2}, HCO_3^-, CO_3^{-2}, HO^-, которые обычно присутствуют в почвах. Есть сведения о том, что поглощенные анионы фосфорной и серной кислот могут замещаться анионами мышьяковой, щавелевой и лимонной кислот.

В большинстве экспериментов установлено, что NO_3^- и Cl^- не поглощаются, а отталкиваются частицами твердой фазы почв. Тем не менее даже эти анионы могут сорбироваться почвенными дисперсными системами красноземов, латеритов, иллювием подзолов, хотя далеко не так выраженно и прочно, как анионы SO_4 и PO_4.

Намечается следующий общий ряд поглощения анионов почвами: $OH^- > PO_4^{-3} \geqslant SiO_3^{-2} > SO_4^{-2} > Cl^- \geqslant NO_3^-$. Этот ряд уменьшения сорбции анионов почвами не вполне последователен и закономерен. Нередко пáры анионов меняются местами (особенно PO_4^{-3} и SiO_3^{-2}). Однако в

общем этот ряд отвечает последовательности уменьшения валентности анионов и растворимости солей, образуемых с этими анионами. Не вполне ясны пределы поглотительной способности почв для различных анионов. По данным французских исследователей (рис. 85), емкость поглощения для PO_4^{-3} достигает в почвах 10—40 *мг-экв* на 100 *г*.

Исследования, проведенные И. Н. Антиповым-Каратаевым с сотрудниками, показали, что почти все почвы Советского Союза способны в большей или меньшей степени поглощать различные анионы, особенно анионы фосфорной кислоты. Установлено, что поглощение анионов фосфорной кислоты наиболее энергично происходит в тех почвенных горизонтах, в которых содержится много подвижных полуторных окислов, извлекаемых вытяжкой Тамма.

На примере почв СССР подтверждено также положение, что способность почв поглощать анионы возрастает тем в большей степени, чем уже в составе их коллоидов отношение кремнезема к полуторным окислам, чем больше в них свободных окислов алюминия и железа и чем легче происходит перезарядка почвенных коллоидов. Связывание фосфорной кислоты возрастает от чернозема к подзолистой почве и особенно к красноземам. Так, если чернозем поглощает 1,19 *г* P_2O_5, то подзолистая почва — 1,49 *г*, а краснозем — 3,62 *г*. Это составляет соответственно 0,62, 0,76 и 1,88% к весу почвы.

В табл. 85 приведены результаты исследований И. Н. Антипова-Каратаева по поглощению анионов почвами.

Таблица 85

Поглощение анионов почвами, *мг-экв* на 100 *г*
(по И. Н. Антипову-Каратаеву)

Почва	PO_5^{-3}	SO_4^{-2}	NO_3^-	Cl^-
Краснозем	74,0	7,8	Отрицательная адсорбция	Слабое поглощение и отрицательная адсорбция
Подзолистая	41,0	4,2		
Чернозем	18,3	3,0		

Анионы серной кислоты обнаруживают довольно заметную поглощаемость всеми тремя типами почв, особенно красноземом и подзолистой. Анионы азотной и соляной кислот в опытах И. Н. Антипова-Каратаева не поглощались почвами даже в условиях кислой среды.

По данным Н. И. Горбунова, устойчивые ацидоидные коллоиды и черноземные почвы поглощают фосфорную кислоту очень слабо, базоидные коллоиды и почвы, наоборот, интенсивно.

Реакции поглощения и обмена анионов в общих чертах проходят сходно с реакциями поглощения и обмена катионов, однако в сорбции анионов чаще наблюдаются неполная эквивалентность и отклонения от установленных правил. Наибольшие отклонения проявляют анионы фосфорных кислот, которые легко переходят в необменные формы. Вообще явления сорбции анионов изучены гораздо меньше, чем катионов. Однако значение соединений фосфора, азота, серы в агрономии так велико, что их динамика в почвах неизменно привлекала внимание исследователей. Особенно много новых фактов в этой области появилось за последние 10 лет.

Барбье (Barbier, по Дюшофуру, 1965) показал существование трех форм сорбции и фиксации аниона PO_4 почвами — автодиффузионную, фиксированную и органическую. Две последние формы необменные. Только автодиффузионная форма сорбции PO_4^{-3} является обменной; PO_4^{-3} при этом удерживается: а) алюминием (гидроокисью, свободным, обменным или кристаллической решетки); б) железом (гидратами окиси или обменным); в) кальцием (дисперсным, углекислым или обменным).

Эта форма поглощения аниона PO_4 обеспечивает полную, высокую и быструю мобильность и возобновляемость PO_4^{-3} в почве. Особенно это относится к PO_4^{-3}, сорбированному кальцием.

Глинные минералы имеют на поверхности пакетов кристаллической решетки точки выхода алюминия и содержат поглощенный алюминий и поглощенный кальций, поэтому они способны поглощать и обменивать анион PO_4 в весьма большой степени. Монтмориллонит может удержать из раствора до 0,1‰ фосфора, каолинит—лишь 0,014‰ (Blanchet, 1960; по Дюшофуру, 1965); еще значительнее поглощают $Fe(OH)_3$— около 4‰ и $Al(OH)_3$— около 23—25‰.

Эти формы обменно-поглощенного аниона PO_4 не следует смешивать с выпавшими в осадок нерастворимыми фосфатами железа и алюминия, образующимися в очень кислых почвах и в анаэробной среде при наличии ионов алюминия и двухвалентного железа. Не является обменной также фосфорная кислота, связанная (закрепленная) внутри кристаллической решетки минералов.

Вытеснение сорбированных фосфат-анионов может быть осуществлено сульфат-анионом, гидроксил-ионом раствора едкого натрия, анионами органических кислот. Нитрат- и хлор-анионы, а также ацетат являются очень слабыми вытеснителями фосфат-аниона. Доступность поглощенного фосфат-аниона растениям пониженная, она возрастает только после значительного насыщения почв фосфат-анионом.

Анион SO_4 поглощается теми же компонентами, что и PO_4^{-3}, и может легко вытесняться последним и обмениваться с ним, он не переходит в фиксированные и малодоступные для растений формы, как анион фосфорной кислоты. Поглощенный анион серной кислоты не извлекают ни водная, ни солянокислая вытяжки. Его позволяет обнаружить лишь солевая, ацетатная и фосфорнокислая вытяжки. Поглощение SO_4^{-2}, как и PO_4^{-3}, наибольшее у каолинита, затем у иллита и наименьшее у монтмориллонита.

Другие виды поглотительной способности почв

К. К. Гедройц кроме рассмотренных выше видов поглотительной способности почв различал еще механическую, химическую и биологическую поглотительную способность.

Механическая поглотительная способность почв— это их способность задерживать в порах частицы суспензий и эмульсий. Таким образом, явление механического поглощения представляет собой простую задержку почвой тонкодисперсных механических частиц. Такого рода механическая задержка тонких взвесей глин или гумуса происходит при интенсивном промывном режиме пористых и трещиноватых почв.

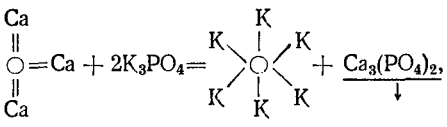
С явлением механического поглощения почвой грубодисперсных частиц из суспензий встречаются в практике водного хозяйства. Оросительные воды содержат до 3—5 *г/л* взвешенных механических частиц, посту-

паюших в ирригационные каналы и на поле. При впитывании и фильтрации мутной поливной воды взвешенные механические частицы задерживаются верхней частью почвенного слоя на полях, а осветленная вода проникает глубже в почву. Фильтрация воды в ирригационных каналах также сопровождается внедрением тонкодисперсных механических частиц в толщу грунта дна и стенок канала. Это явление вызывает постепенное снижение фильтрационной способности почво-грунта и называется кольматацией. При проектировании ирригационной сети в сильно фильтрующих грунтах необходимо предусматривать заранее меры по использованию механического поглощения (заиления и кольматажа) для уменьшения потерь воды из каналов. В этих целях при строительстве размеры канала делаются несколько бо́льшими, чтобы в последующем искусственно уменьшить сечение канала за счет наилсния антифильтрационного экрана.

Очистку каналов необходимо производить таким образом, чтобы не нарушать и не снимать закольматированный (5—7 *см*) слабофильтрующий слой.

Химическая поглотительная способность почв в понимании К. К. Гедройца представляет собой образование нерастворимых соединений в почве в результате взаимодействия электролитов с поглощающим комплексом почвы или с солями, находящимися в ней ранее. Примером полного химического поглощения является широко известный в практике земледелия случай поглощения соединений фосфорной кислоты в результате образования трехкальциевого фосфата.

Ниже приводятся две схемы возможного химического поглощения фосфорной кислоты почвой:



$$3CaCO_3 + 2K_3PO_4 = 3K_2CO_3 + \underset{\downarrow}{Ca_3(PO_4)_2}.$$

Аналогично протекают реакции растворимых солей фосфорной кислоты с соединениями алюминия и железа.

Химическое поглощение фосфорной кислоты — явление, весьма широко распространенное в почвах Средней Азии и Закавказья, всегда содержащих $CaCO_3$. Карбонатные почвы особенно нуждаются в интенсивном удобрении соединениями фосфора.

Процессом химического поглощения могут быть переведены в нерастворимые формы и другие соединения. Так, например, при внесении гипса в почву, содержащую значительное количество углекислого натрия (соды), происходит, так сказать, химическое поглощение аниона CO_3 соды и катиона Са гипса с образованием практически нерастворимого углекислого кальция.

Биологическая поглотительная способность почв в понимании К. К. Гедройца обязана жизнедеятельности микроорганизмов и корневой системы растений. Благодаря биологическому поглощению в почве удерживаются от вымывания весьма важные элементы питания растений: Ca^{+2}, K^{+}, NO_3^{-}, PO_4^{-3}. Биологическое поглощение выводит минеральные вещества из растворимого состояния лишь временно. Как при жизни в форме продуктов метаболизма, так и после отмирания

микроорганизмов и корней в результате распада и минерализации органических веществ биологически поглощенные соединения вновь поступают в почвенный раствор.

Напомним, что зольность растений и животных велика. Ежегодно на каждом гектаре растения поглощают и возвращают в почвы сотни и даже тысячи килограммов химических элементов. Тончайшие корневые волоски и их окончания имеют отрицательные заряды, что позволяет растениям сорбировать катионы как путем обмена при прямом контакте без жидкости, так и из растворов.

Подвергая корневую массу электродиализу, можно вытеснить все сорбированные катионы, заменив их на обменный водород. При определении последнего титрованием было установлено, что емкость катионного поглощения у мертвых корешков растений колеблется от 10 до 80 *мг-экв* на 100 *г*, причем бобовые растения более активные сорбенты, чем злаки.

Однако явления биологического поглощения в почвах, по-видимому, гораздо сложнее. Сами живые микроорганизмы — бактерии, грибы, вирусы — активно поглощаются высокодисперсными почвенными системами. Это блестяще доказано исследованиями Д. Г. Звягинцева (1969) и Л. Л. Великанова (1969). Поглощаются также и многие физиологически активные соединения в почве, образованные микроорганизмами (ферменты), и аминокислоты, как основные (лизин, гистидин, аргинин), так и кислые (глутаминовая и аспарагиновая кислоты) и нейтральные.

Исследования Л. Л. Великанова (1969) показали, что монтмориллонитовые глины (особенно чистый монтмориллонит) обладают очень сильно выраженной способностью сорбировать микробные клетки и продукты их жизнедеятельности. Каолинит, асбест, целлюлоза обладают меньшей способностью сорбировать микробные клетки и органические вещества. Почвы также слабее сорбируют микробные клетки, чем чистый монтмориллонит, особенно почвы подзолистые и краснозем ные. По данным Л. Л. Великанова, щелочная среда сильно снижает сорбцию микроорганизмов, а слабокислая среда повышает. Лучше других микроорганизмов сорбируются дрожжи, кокковидные бактерии, представители Pseudomonas. Многие бактерии сорбируются слабо.

Как показал Д. Г. Звягинцев, в явлениях адсорбции микроорганизмов почвами существуют определенные закономерности, связанные с особенностями микроорганизмов и почвы как сорбента. Так, оказалось, что величина емкости поглощения при одних и тех же условиях для разных микроорганизмов различна. Явления обменной адсорбции микроорганизмов не наблюдаются. Численность сорбированных клеток микроорганизмов возрастает одновременно со степенью дисперсности частиц. В сорбированном состоянии оказывается в десятки и сотни раз больше микроорганизмов, чем в свободном. Черноземные почвы и почвы лугового типа особенно богаты ресурсами адсорбированных активных микроорганизмов.

Основные аминокислоты, ферментные белки при сорбции активно вытесняют из почвы обменные Ca^{+2}, Mg^{+2}, K^{+}, а также замещаются этими катионами в эквивалентных количествах. Сорбция микробных клеток и органических веществ сопровождается склеиванием коллоидных частичек в мельчайшие микроагрегаты. Адсорбированные белковые ферменты и аминокислоты дольше обычного сохраняют доступность для микроорганизмов. Сорбция иногда снижает активность поглощенных микроорганизмов и соединений. Однако во многих случаях жизнедеятельность сорбированных бактерий возрастает.

Поглотительная способность почв и питание растений

Ткани растений представляют собой высокогидрофильные гели, отрицательно заряженные или амфолитоидного характера. Между дисперсными системами почвы, коллоидными мембранами и тканями корневых систем растений происходят сложные биохимические и физико-химические реакции, которые малоизвестны. В микрозонах корневых волосков растений благодаря биологическому поглощению и появлению разнообразных корневых выделений создаются иные условия, чем в среднем по горизонту. В процессе роста растения через корневые волоски выделяют как анионы, так и катионы. Из катионов наибольшее значение имеют аммоний и водород; в числе анионов растениями выделяются гидроксил-ион, анионы угольной кислоты HCO_3^- и CO_3^{-2}, анионы органических кислот. Таким образом, корневой аппарат растений, вступая в контакт с поглощающим комплексом почв, в процессе жизнедеятельности выделяет катионы и анионы, способные вступать в обменные реакции с почвой.

Поглотительная способность у растений практически неограниченна. В измельченном виде мертвые растительные ткани обладают емкостью поглощения порядка 10—40, а в некоторых случаях и 80 *мг-экв* на 100 *г*. Однако надо иметь в виду, что вследствие непрерывного оттока продуктов, поглощаемых корневыми системами растений, перехода их в ткани растений, в осадок или в комплексные соединения происходит непрерывное поглощение новых и новых порций обменных ионов из почвы.

Поглощенные обменные катионы почв — натрий, кальций, магний, калий — и анионы фосфорной, серной кислот, обмениваясь на катионы и анионы, выделяемые корневыми волосками, поступают в ткани растений. Схема возможного обмена корневых волосков растений и коллоидно-дисперсных частиц приведена на рис. 76 (см. выше).

Экспериментальными исследованиями К. К. Гедройца, О. К. Кедрова-Зихмана, Д. А. Сабинина, Е. И. Ратнера и других доказана не только доступность всех поглощенных катионов растениям, но и большое значение поглощенных ионов в почвенном питании растений.

По исследованиям К. К. Гедройца и О. К. Кедрова-Зихмана, оптимальные условия почвенного питания, развития и плодоношения растений складываются в тех случаях, когда поглощенный кальций составляет более половины (50—60%) емкости, а остальные катионы представлены меньшими величинами.

Вегетационные опыты Гедройца и Кедрова-Зихмана на образцах почв, насыщенных одним из катионов (Al, Fe, Mn, Ba, Mg, NH_4, Na, K, H), показали, что растения при этом полностью гибнут или крайне угнетены и дают ничтожный урожай. Исключение составляли ионы Ca и Sr, насыщение почв которыми не сопровождалось катастрофическим ухудшением развития растений. Дополнительное внесение в вегетационные сосуды углекислого кальция значительно улучшало развитие и продуктивность растений. Следовательно, кальций играет исключительную физиологическую роль в жизни растений. Отсутствие в почвах подвижных, доступных для растений соединений кальция приводит к ненормальному развитию растений и к их гибели.

Повышенное содержание в поглощенном состоянии таких катионов, как водород (до 30% от емкости поглощения), магний (до 40%), натрий (до 30—35%), также в резко выраженной форме угнетает сельскохозяйственные растения. Искусственное замещение этих катионов в погло-

щающем комплексе на кальций обязательно сопровождается значительным улучшением развития растений.

Таким образом, необходимо известкование кислых почв, насыщенных водородом и алюминием, а также гипсование засоленных щелочных почв, содержащих в избыточном количестве поглощенные магний и натрий.

Ненормальное развитие культурных растений при одностороннем преобладании в поглощенном состоянии одного из катионов (кроме кальция) объясняется, по-видимому, рядом причин. В их числе необходимо назвать кальциевое голодание растений и недостаток микроэлементов. О значении микроэлементов можно судить по опытам Кедрова-Зихмана, доказавшего, что добавки микроэлементов в почвы, односторонне насыщенные теми или иными поглощенными катионами, существенно улучшают состояние и развитие растений. Ныне уже твердо установлена положительная роль таких микроэлементов, как Mn, Zn, Co, Ni, присутствие которых в поглощающем комплексе почв весьма полезно для растений.

Особенно выделяется отрицательным влиянием на питание растений избыточное содержание в почвах поглощенного натрия. Даже при оптимальных условиях увлажнения и физических свойств почвы (что всегда обеспечено в вегетационных опытах) содержание в черноземе 50% обменного натрия резко снижает развитие и урожай растений, а при 70% обменного натрия растения гибнут (табл. 86).

Таблица 86

Зависимость урожая овса и пшеницы от количества обменного натрия
(Ратнер, 1935)

Состав обменных катионов в почве	Урожай сухого вещества, *г/сосуд*	
	Овес	Пшеница
100% Ca	14,9	17,6
85% Ca + 15% Na	14,7	16,9
70% Ca + 30% Na	15,4	17,0
50% Ca + 50% Na	13,2	14,5
30% Ca + 70% Na	Растения погибли	

Исследования Е. И. Ратнера (1935) показали, что содержание натрия в поглощенном состоянии на уровне 40% емкости обмена и выше расстраивает нормальное поступление кальция и калия в ткани опытных растений. В почвах с избыточным содержанием обменного натрия доступность и поглощение растением обменного кальция и калия резко уменьшаются. Больше того, при содержании поглощенного натрия в почве в количестве 50% и выше от емкости наступает ясно выраженное перемещение калия из тканей растений в почву, что, естественно, сопровождается крайним угнетением и гибелью сельскохозяйственных растений (рис. 86).

Подавляющее преобладание или дефицит тех или иных обменных ионов отзывается не только на плодородии почв и величине урожаев, но и на качестве продукции, на состоянии травоядных организмов (например, дефицит магния или фосфора и кальция у животных). Здесь сказывается также прямой антагонизм пар очень близких по свойствам ионов: K^+ и Rb^+; Ca^{+2} и Sr^{+2}; Se^{-2} и SO_4^{-2} (Тиздаль, Нельсон, 1956).

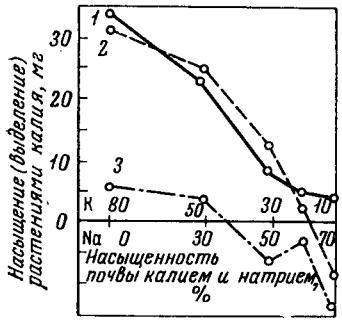


Рис. 86. Поведение калия в системе растение — почва в зависимости от степени их насыщенности калием и натрием (Ратнер, 1950)

Исходное содержание калия:
1 — 1,24%;
2 — 2,65%;
3 — 5,46%

Способность растений использовать обменные ионы различна. Ионы, сорбированные по времени позже, всегда легче десорбируются и более доступны для растений, чем ионы, поглощенные раньше. Это надо учитывать при внесении удобрений и подкормок. Необменно закрепленные (фиксированные) в почвенных коллоидах ионы (железо, калий, фосфат-ион и др.) могут быть практически недоступными для растений. Однако изменения почвенной среды (pH, окислительно-восстановительного потенциала, количества углекислоты) могут менять степень закрепленности и доступности отдельных ионов.

Целесообразно поддерживать в почвах определенное физиологически оптимальное соотношение поглощенных катионов. Для большинства растений, возделываемых в СССР, необходимо, чтобы количество обменного кальция составляло 60—70% от емкости поглощения, обменного магния — 10—15% и калия — 3—5%. Желательно также наличие небольшого количества обменного водорода. Наиболее плодородные почвы Советского Союза — чернозем, пойменные луговые, лугово-дерновые — содержат в составе поглощенных катионов до 70—80% обменного кальция. Подзолистые кислые почвы северных областей, характеризующиеся пониженным плодородием, содержат до 40—50% поглощенного водорода. Малоплодородные и бесплодные солонцовые почвы и содовые солончаки, как известно, характеризуются избыточным содержанием поглощенного катиона натрия.

В содовых солончаках и в солонцах содержание обменного натрия достигает 50—60% от емкости поглощения. Плодородие этих почв даже при орошении весьма невелико.

Возможные методы управления процессом обмена и поглощения катионов почвы

Наиболее благоприятные соотношения и состав поглощенных катионов создаются при высокой поглотительной способности почвы (большой емкости поглощения) и при абсолютном преобладании обменного кальция в составе поглощенных катионов. Длительная обработка и использование почв без травосеяния и без органических удобрений всегда сопровождаются уменьшением емкости поглощения и содержания обменного кальция. В тех случаях, когда почвы характеризуются узким отношением кремнезема к полуторным окислам, емкость поглощения почв может быть повышена путем искусственного силикатирования этих почв.

Как показали исследования В. Г. Тарановской (1937), внесение в красноземные почвы Западной Грузии шлака, содержащего активный крем-

незем, или измельченного дунита сопровождается возрастанием емкости поглощения почв. Такую же роль в повышении емкости поглощения красноземных и подзолистых почв играет обогащение их гумусом. Взаимодействие чисто ацидоидных гумусовых веществ с полуторными окислами красноземных и подзолистых почв вызывает увеличение их поглотительной способности. Можно предположить, что в этом же направлении будет действовать обогащение красноземных почв соединениями фосфора.

Повышение ацидоидности почвенных коллоидов методом силикатирования и обогащения почв гумусом (навоз, зеленые удобрения, травосеяние) повлечет за собой увеличение катионной поглотительной способности почв и ослабление необменного поглощения соединений фосфорной кислоты.

В кислых дерново-подзолистых почвах и в подзолах емкость поглощения существенно возрастает при известковании и внесении больших количеств органических удобрений. Органические удобрения дают ацидоидные компоненты в составе почвенных коллоидов, повышая тем самым общую поглотительную способность почв. Известкование, ликвидируя кислотность, повышает pH, способствует увеличению емкости поглощения вследствие подщелачивания среды и в то же время улучшает соотношение обменных катионов.

Ликвидация с помощью известкования в кислых почвах избыточного содержания поглощенных водорода, алюминия, железа и марганца устраняет вредное для растений преобладание этих катионов.

В песчаных и супесчаных почвах, поглотительная способность которых от природы крайне низка, положительных результатов можно добиться с помощью внесения глины, ирригационного или сапропелевого ила, торфа, компоста, больших количеств навоза, сидерации и длительного интенсивного травосеяния. Опыт длительного орошения песков Северной Африки показал, что обогащение супесчаных и песчаных почв деятельными глинистыми и органо-минеральными соединениями способствует постепенному увеличению поглотительной способности и плодородия почв.

Гипсование и кислование щелочных солонцовых и солончаковых почв позволяют ликвидировать избыточное количество поглощенного натрия и магния и создать преобладание поглощенного кальция. Однако и известкование, и гипсование почв дают максимальный эффект лишь в тех случаях, когда они сопровождаются одновременным внесением больших количеств органических удобрений (особенно навоза), а также если они производятся на фоне севооборотов с травосеянием.

Положительное влияние органических удобрений и травосеяния сказывается не только в увеличении поглотительной способности почв, но и в том, что органические удобрения, и особенно разлагающиеся корневые остатки трав, обогащают почвенные коллоиды поглощенным кальцием.

ПОЧВЕННЫЕ РАСТВОРЫ

Почвенные растворы можно определить как жидкую фазу почв, включающую растворенные соли, органо-минеральные, органические соединения, газы и тончайшие коллоидные золи. Жидкая фаза почвы и растворенные в ней вещества находятся в непрерывном взаимодействии с твердой и газообразной фазами почвы, с корневыми системами растений, макро- и микроорганизмами, населяющими почву. Она также непрерыв-

но меняется под действием факторов географической среды, смены метеорологических условий и сезонов года. Содержание влаги в почвах колеблется в широких пределах — от десятков процентов, когда почвенная вода занимает практически всю скважность почвы, до единиц или долей процентов, когда почвенная влага в виде адсорбированной парообразной воды занимает лишь ничтожный объем почвы.

Парообразная сорбированная вода не обладает способностью растворять соли и газы, поэтому следует считать, что влага почвенных растворов представлена всеми формами рыхло и относительно прочно связанной и свободной воды, способной растворять электролиты и газы, а также удерживать вещества в коллоидном состоянии.

Таким образом, содержание почвенных растворов в почвах, пересыщенных водой, может максимально составлять 20—40% и минимально лишь несколько процентов сверх максимальной гигроскопичности.

Выделение почвенных растворов из почвы тем проще и легче осуществимо, чем выше влажность, т. е. чем больше содержится в почвенных горизонтах свободной и рыхло связанной воды. Свободная гравитационная вода может быть выделена из почвы очень легко, практически без применения большого давления или отсасывания. Для выделения воды из крупных капилляров почвы достаточно давление в 20—50 *кГ/см*^{2}. Для выделения воды из тонких капилляров и пор требуется уже применение высоких давлений, тем бóльших, чем меньше содержится капиллярной воды в почве, чем тяжелее механический состав последней и чем более гидрофильны ее коллоидные фракции. Для выделения почвенного раствора при влажности, соответствующей максимальной молекулярной влагоемкости («пленочная вода»), требуется уже давление 500—1000 *кГ/см*^{2}.

Если применить особенно высокое давление, 7000—10 000 *кГ/см*^{2}, то можно выделить почвенную влагу, близкую к максимальной гигроскопической. Это свидетельствует о том, что границы, установленные для различных форм влажности и для фракций почвенных растворов, являются условными и сдвигаются в зависимости от давления, применяемого для их выделения.

Почвенные растворы могут быть выделены из почв также методами, основанными на вытеснении почвенной влаги такими жидкостями, как спирт. Спиртовой метод выделения почвенных растворов был предложен в 1907 г. русским ученым В. П. Ищерековым. В настоящее время спиртовой метод выделения почвенных растворов применяется в модификации Н. А. Комаровой. При этом почва смешивается с очищенным кварцевым песком, что позволяет выделить почвенный раствор практически при всех интервалах влажности.

При выделении почвенных растворов с помощью высоких давлений или при вытеснении их из почвы спиртом происходят изменения в химическом составе почвенных растворов и сорбированных ионов. Поэтому не следует забывать, что состав искусственно выделенных растворов отличается от истинного почвенного раствора. В то же время почвенные растворы несравненно лучше характеризуют концентрацию и состав циркулирующих в почве жидкостей, чем водная вытяжка. Водная вытяжка вызывает еще более глубокие изменения в почве в момент экстрагирования, переводя в разбавленный раствор компоненты, находящиеся в твердой фазе, и вызывая обменные реакции между этими веществами и поглощающим комплексом почвы.

Одним из способов получения наиболее разбавленной фракции почвенных растворов является метод лизиметров. Лизиметры — это специ-

ально оборудованные сосуды или воронки, которые закладываются в определенные горизонты почвы с целью улавливания свободной гравитационной влаги, циркулирующей в почвенной толще. Метод лизиметров удобен для изучения почвенных растворов, представленных гравитационными водами. Ценные данные о почвенных растворах глубоких горизонтов почвы можно получить, изучая грунтовые и дренажные воды. Однако лизиметрические, дренажные и грунтовые воды дают представление лишь о составе наиболее подвижных форм воды. Для изучения почвенных растворов при низких влажностях приходится пользоваться спиртовым методом, суперцентрифугой или прессом с давлением порядка сотен атмосфер.

Происхождение почвенных растворов

Растворы, циркулирующие в почвенных горизонтах, генетически связаны с тремя основными источниками: конденсированными парами, атмосферными осадками и грунтовыми водами. В орошаемых условиях почвенные растворы обязаны своим происхождением, кроме того, поливной и фильтрационной воде.

В почвах с глубокими грунтовыми водами (глубже 10—15 *м*) питание почвенных растворов обусловлено только влиянием дождей, тающего снега, конденсации паров. В почвах грунтового увлажнения в почвенные растворы добавляется влага, приходящая в форме капиллярных растворов от зеркала грунтовых вод. Степень участия грунтовых вод в питании почвенных растворов зависит от глубины их залегания и напорности.

В жарком климате при близких грунтовых водах, порядка 0,5—1 *м*, в почвенные горизонты снизу в течение вегетационного периода может поступить от 1000 до 1500—2000 *мм* воды (10 000—20 000 $м^3/га$). При залегании грунтовых вод на глубине 2—5 *м* в течение года с капиллярной влагой почвенные растворы верхних горизонтов могут получить снизу до 200—400 *мм* воды (2000—4000 $м^3/га$).

Содержащиеся в почвенных растворах минеральные, органические и газообразные компоненты являются продуктами выветривания, почвообразования и биогенеза в соответствующих горизонтах. Но в почвах грунтового увлажнения значительная часть растворенных веществ принесена восходящим капиллярным током от грунтовых вод. Часть веществ, присутствующих в почвенных растворах, приходит с атмосферными осадками. Такова некоторая часть нитратов, хлоридов, карбонатов и других солей, поступление которых с атмосферными осадками констатировано многими исследователями. В культурных почвах часть удобрений (нитраты, калийная соль) находится главным образом в почвенных растворах.

Газообразная фаза почвенного раствора (углекислота, кислород и др.) поглощена из почвенного воздуха и приземного слоя атмосферы. Присутствующие в почвенных растворах вещества находятся в непрерывном взаимодействии с твердой, газообразной фазами почвы и подвержены закономерным сезонным изменениям под влиянием метеорологических условий и жизнедеятельности организмов.

Состав почвенных растворов

Состав почвенных растворов различных типов почв и горизонтов вполне закономерен. Он отражает историю и свойства почвы, а также сезонную динамику и хозяйственное использование. Концентрация и состав

почвенных растворов закономерно изменяются в почвах различных природных зон. В подзолистых и дерново-подзолистых почвах севера СССР и в красноземных и желтоземных почвах влажных субтропиков Закавказья концентрация почвенных растворов наименьшая. Во влажные сезоны года концентрация почвенного раствора в этих почвах составляет 0,3—1 *г/л*; однако в сухие летние сезоны она достигает 2—4 *г/л*. При этом в составе растворенных соединений на одну часть минеральных компонентов приходится 5—15 частей органических веществ.

Соединения железа, кремния, алюминия, а также легкорастворимые углекислые, сернокислые и хлористые соли в почвенных растворах дерново-подзолистых и красноземных почв представлены сотыми и тысячными долями грамма на литр. Реакция почвенных растворов подзолистых и красноземных почв часто бывает кислой.

В подзолистых почвах Московской области почвенные растворы характеризуются низкими концентрациями всех минеральных компонентов (сумма не более 1 *г/л*), особенно во втором полуметре почв, значительным содержанием органических веществ (0,1—0,5 *г/л*), достигающим максимума в лесной подстилке (3—4 *г/л*), кислой реакцией (pH 4—5,5), постоянным присутствием аммиака и подвижных форм кремнезема и железа. Органическое вещество почвенных растворов подзолистых почв в большой степени представлено фульвокислотами. Почвенный раствор лесной подстилки имеет повышенные концентрации кальция — до 7—15 *мг-экв/л*. Этим подстилка резко отличается от остальных горизонтов подзолистых почв, где концентрация кальция в почвенных растворах опускается до 0,3—1,5 *мг-экв/л*.

В окультуренных подзолистых почвах, по данным И. Н. Скрынниковой, почвенные растворы обладают слабокислой реакцией (pH 5,5—6,5), более высокой концентрацией кальция (до 18 *мг-экв/л*) и меньшим количеством растворенного органического вещества.

Ничтожной концентрацией отличаются почвенные растворы, циркулирующие в сфагновых болотных почвах. По данным А. В. Пичугина, концентрация почвенных растворов сфагновых болот Белоруссии составляет около 80—90 *мг/л*, а pH составляет 5. В числе минеральных веществ преобладают бикарбонаты и сульфаты щелочных земель, содержание соединений железа, кремнезема, хлор-иона составляет 5—10 *мг/л* каждого.

Почвенные растворы осушенных и освоенных торфяных болотных почв севера Русской равнины также характеризуются небольшими концентрациями минеральных веществ и значительными органических соединений. Они содержат от 3,5 до 8,4 *мг-экв/л* кальция (иногда до 20—80 *мг-экв/л*), от 2—3 до 12,9 *мг-экв/л* магния, небольшие количества железа, калия и натрия, очень немного соединений фосфора. Иногда в них имеется заметное количество хлор-иона (30—60—80 *мг-экв/л* на участках, регулярно удобряемых хлористыми калийными солями) и сульфат-иона (2—7—15 *мг-экв/л*). Часто констатируется аммоний и всегда присутствует небольшое количество нитратов — 2—5—9 *мг-экв/л* (особенно под пропашными культурами),

Было обнаружено, что в пахотных горизонтах осушенных торфяных почв концентрации почти всех компонентов значительно выше, чем в глубоких подпахотных горизонтах. В сухое время года, т. е. летом, наблюдалось интенсивное сезонное накопление растворимых солей, особенно хлоридов, а также подвижного органического вещества. Интересно отметить, что подобные почвы обладают нейтральной или даже слабощелочной реакцией (pH почвенного раствора 6—8). Весной, после снего-

таяния, и после летних или осенних дождей концентрация большинства соединений в растворах уменьшается. И. Н. Скрынникова обнаружила также, что концентрация кальция, магния, калия, нитратов может значительно уменьшаться летом вследствие биологического поглощения (микроорганизмы, корни растущих растений). Главные источники минеральных соединений и азота в почвенных растворах торфяных почв — продукты минерализации торфа, грунтовые воды и вносимые удобрения.

В луговых и черноземных почвах степей Советского Союза концентрация почвенных растворов выше, чем в подзолистых и болотных почвах, и достигает 1—3 *г/л*. Однако в отличие от подзолистых и красноземных почв в составе почвенных растворов черноземов преобладают минеральные компоненты, главным образом бикарбонаты кальция, отчасти сульфаты кальция и нитраты. Реакция почвенных растворов чернозема нейтральная или слабощелочная.

Почвенные растворы солонцов, особенно содовых, имеют сильнощелочную реакцию, содержат тонкие суспензии и коллоиды минеральных и органических соединений, а также бикарбонаты щелочей, алюминаты и силикаты щелочей и растворенное органическое вещество.

Почвенные растворы незасоленных сероземов Средней Азии также имеют невысокую концентрацию — 0,5—1,5 *г/л*; в составе растворенных солей в них преобладают бикарбонаты щелочных земель, содержится некоторое количество сульфатов, хлоридов и нитратов.

Орошаемые незасоленные сероземы имеют более высокую концентрацию почвенного раствора, составляющую 2—7 *г/л*. Увеличение концентрации почвенных растворов в орошаемых сероземах происходит за счет сернокислых и хлористых солей, поступающих с поливными водами.

Слабозасоленные луговые орошаемые почвы Ферганской долины имеют уже значительно более высокую концентрацию почвенного раствора, порядка 10—20 *г/л* (в разное время года). В составе почвенных растворов преобладают сульфаты кальция, магния, натрия. Бикарбонаты щелочных земель, хлориды и нитраты занимают подчиненное место.

В солончаковых почвах и солончаках Закавказья и Средней Азии концентрация почвенных растворов достигает колоссальных величин [1], составляя в разное время года 250—350—420 *г/л*.

В составе почвенных растворов сильнозасоленных почв и солончаков преобладающая доля принадлежит хлоридам и сульфатам натрия и магния. Концентрация хлор-иона в этих случаях иногда достигает 100—160 *г/л*. Иногда отмечается необычайно высокая концентрация нитратов — до 20—30 *г/л* NO_3. Концентрация почвенных растворов в почвах грунтового увлажнения, засоленных или незасоленных, в глубоких горизонтах уменьшается, приближаясь к концентрации грунтовых вод.

Почвенные растворы большинства почв насыщены соединениями железа, марганца, кремнезема, бикарбонатами кальция. Поэтому испарение или транспирация этих растворов сопровождается осаждением насыщающих соединений в твердую фазу почвы.

Концентрация подвижных соединений кремнезема в почвенных растворах значительно выше, чем в грунтовых водах (рис. 87).

Оптимальны для сельскохозяйственных растений концентрации и состав почвенных растворов лесных буроземов, серых лесных почв, черно-

[1] Напомним, что концентрация солей в морской воде составляет около 35 *г/л*. Таким образом, концентрация почвенных растворов солончаков в 10 и более раз превышает концентрацию морской воды.

земов, луговых почв долин и незасоленных орошаемых почв. Наилучшее развитие большинства сельскохозяйственных растений происходит при концентрации почвенных растворов в течение вегетационного периода в пределах 3—6 и не выше 10—12 *г/л*. В этих случаях в составе почвенных растворов преобладают бикарбонаты и сульфаты кальция и в достаточной мере представлены элементы минерального питания растений. Снижение концентрации почвенных растворов до 2—1 *г/л* и меньше свидетельствует о недостатке элементов минерального питания растений. Увеличение концентрации почвенных растворов за пределы 10—12 *г/л* вызывает угнетение большинства сельскохозяйственных растений, а при концентрации 20—25 *г/л* и выше большинство сельскохозяйственных растений развивается ненормально или гибнет.

Отрицательное влияние концентрированных почвенных растворов на сельскохозяйственные растения обязано нескольким факторам: высокому осмотическому давлению, мешающему нормальному поступлению влаги и питательных веществ в корневые системы растений; отравляющему влиянию карбонатов, хлоридов, сульфатов и нитратов щелочей на ткани растений; нарушению нормального соотношения элементов минерального питания, необходимых для растений.

Известно, что с возрастанием концентрации почвенного раствора до 20—50 *г/л* и выше осмотическое давление возрастает до 15—25 *атм*. В солончаках осмотическое давление достигает 50—100 *атм*. Между тем сосущая сила большинства сельскохозяйственных растений не превышает 10—12 *атм*.

Сезонная динамика почвенных растворов

Чередование времен года вызывает закономерные циклические изменения в водном режиме почв, а следовательно, и в динамике почвенных растворов. Как правило, от весны к лету для всех почв характерно постепенное, иногда очень значительное возрастание концентрации почвенных растворов в верхних горизонтах (в областях муссонного климата это происходит зимой). Это сезонное возрастание концентрации почвенных растворов обязано испарению и транспирации почвенной влаги, влекущим за собой постепенное концентрирование раствора. Естественно, при этом происходит изменение соотношения между легкорастворимыми и слаборастворимыми компонентами почвенного раствора. Слаборастворимые компоненты (полуторные окислы, бикарбонаты кальция, сульфаты кальция) при этом выпадают в осадок. Сильнорастворимые компоненты (хлориды и нитраты, сульфаты магния и натрия, соединения подвижного кремнезема) увеличивают абсолютную и относительную концентрацию в почвенных растворах.

Нагревание почвенных растворов летом снижает растворимость газов, что в свою очередь усиливает осаждение карбонатов кальция из растворов. При этом происходит также изменение соотношения ионов почвенного раствора и поглощенных катионов почвы. Благодаря возрастанию концентрации хлоридов происходит дополнительное внедрение натрия в поглощающий комплекс и эквивалентное вытеснение обменного кальция. Атмосферные осадки или периодические поливы нарушают равномерность сезонного возрастания концентрации солей в почвенных растворах.

Во влажные сезоны года, наоборот, происходит разбавление почвенных растворов, иногда чрезвычайно сильное. Увеличение влажности сверх водоудерживающей способности вызывает передвижение разбав-

ленных почвенных растворов в нижние горизонты почвы, с перемещением растворенных веществ. Разбавление почвенных растворов в этот период сопровождается дополнительным растворением гипса и углекислого кальция, находящихся в твердой фазе почвы. Снижение температуры обусловливает повышение растворимости газов, в частности углекислого. Это в свою очередь способствует возрастанию растворимости и, следовательно, абсолютного количества бикарбонатов кальция в почвенном растворе. Соответственно изменяется соотношение между двухвалентным

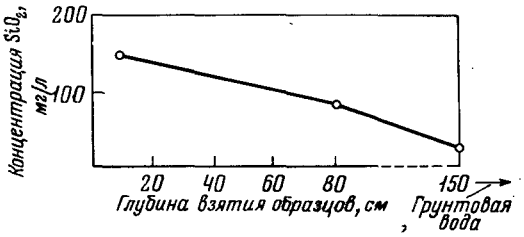


Рис. 87. Максимальные концентрации SiO_2 в почвенных растворах и грунтовых водах

и одновалентным катионами. Нарушается равновесие между почвенным раствором и поглощающим комплексом почвы.

Повышение абсолютной и относительной концентрации кальция при одновременном уменьшении концентрации натрия вызывает внедрение в поглощающий комплекс кальция и вытеснение натрия. В засоленных почвах в этот момент происходит подщелачивание почвенного раствора, иногда очень сильное (если присутствуют сода и бикарбонаты щелочей).

Аналогичные изменения в почвенных растворах, но только более резко выраженные, вызывают очередные поливы на орошаемых почвах.

Динамика и состав почвенных растворов исследованы еще недостаточно. Между тем их значение в происхождении почв, в формировании почвенного плодородия и урожая сельскохозяйственных растений исключительно велико. Почвенное корневое питание растений в огромной степени связано с почвенными растворами. Такие элементы питания, как Mg, Ca, K, S, Si, P, N, поступают в корневую систему растений как из обменного состояния, так и из почвенных растворов. Микроэлементы также поступают в корневую систему растений в известной степени из почвенных растворов.

Орошение и осушение почв являются средством искусственного регулирования не только количества воды и воздуха в почве, но также концентрации и состава почвенных растворов, обеспечивающих оптимальные условия почвенного питания культурных растений. Коренные мелиорации засоленных почв, осуществляемые методами промывок в сочетании с глубоким дренажем, рассчитаны на удаление сильноконцентрированного, вредного для растений почвенного раствора и замещение его физиологически благоприятными почвенными растворами низких концентраций.

РЕАКЦИЯ ПОЧВ И ПОЧВЕННЫХ РАСТВОРОВ

Щелочно-кислотные условия почвенных растворов имеют исключительно большое значение в почвенном плодородии. В зависимости от типа почв, их свойств и динамики реакция почвенных растворов может колебаться в весьма широких пределах.

Нейтральная и слабощелочная реакция почвенного раствора характерна для сероземов, черноземов, почв прерий, луговых почв, коричневых почв, хлоридно-сульфатных солончаков. Щелочная реакция почвенного раствора характерна для почв, содержащих карбонаты щелочей и щелочных земель или повышенное количество обменного натрия и калия в поглощающем комплексе (южные черноземы, каштановые почвы, почвы саванн, содовые солончаки, солонцы, такыры). Почвы влажных лесных областей севера или влажных тропических и субтропических областей (подзолистые и серые лесные почвы, красноземы, желтоземы, болотные торфяники) имеют кислую реакцию почвенного раствора.

Реакция почвенного раствора зависит от совокупного действия ряда разнообразных факторов. В их числе важнейшими являются находящиеся в почвах соли, кислоты, глинные минералы, коллоиды и деятельность организмов.

Почвенные соли

Соли являются одним из важнейших регуляторов реакции почвенного раствора. Растворы солей могут быть нейтральными, кислыми или щелочными. Нейтральные, кислые, щелочные соли могут придавать соответствующий характер реакции почвенного раствора.

Соли сильных оснований и сильных кислот $NaNO_3$, NaCl, $MgCl_2$, KCl, $CaCl_2$, $CaSO_4$, Na_2SO_4, $MgSO_4$ поддерживают в почвенных растворах нейтральную реакцию. Накапливаясь в солончаковых почвах, почвенных растворах или грунтовых водах, соли сильных кислот и сильных оснований сообщают им реакцию, близкую к нейтральной, т. е. pH несколько меньше 7.

Соли сильных кислот и слабых оснований в результате гидролиза сообщают раствору кислую реакцию. Такие соли могут изредка встречаться в почвах и почвенно-грунтовых водах. Таковы квасцы $[KAl(SO_4)_2 12H_2O]$, хлористый алюминий ($AlCl_3$), сернокислое железо ($FeSO_4$). Квасцы, например, накапливаются в болотных и маршевых почвах морских побережий и дельт тропиков Америки, Азии и Африки, приморских низменностей и болот Нидерландов, Прибалтики, Скандинавии и вызывают резко выраженную кислую реакцию почвенного раствора этих почв (pH 4—2). Гидролиз квасцов при этом происходит следующим образом:

$$2KAl(SO_4)_2 + 6H_2O = K_2SO_4 + 3H_2SO_4 + 2Al(OH)_3.$$

Хлористый алюминий в почвах может появляться, например, в случаях взаимодействия калийных удобрений с кислыми почвами, содержащими обменный алюминий. Гидролиз хлористого алюминия протекает по следующей схеме:

$$AlCl_3 + 3H_2O = 3HCl + Al(OH)_3.$$

Соли сильных оснований и слабых кислот вызывают щелочную реакцию среды. При гидролизе этих солей pH раствора может достигнуть 9—10.

Соли подобного типа часто накапливаются в почвах. Это карбонаты кальция и магния ($CaCO_3$, $MgCO_3$), способные даже при доступе атмосферной углекислоты подщелачивать почвенный раствор до pH 8,4—9; карбонаты и бикарбонаты щелочей (Na_2CO_3, K_2CO_3, $NaHCO_3$), способные придать почвенному раствору pH порядка 9—11—12; силикаты каль-

ция и натрия ($CaSiO_3$, Na_2SiO_3), гуматы кальция, натрия, калия. Бо́льшая часть почв сухих степей, саванн, полупустынь и пустынь, а также засоленные почвы, содержащие карбонаты щелочных земель и особенно щелочей, силикаты, алюминаты и гуматы щелочей и щелочных земель, характеризуются щелочной и сильнощелочной реакцией.

Едкие щелочи в почвах, как правило, отсутствуют. Однако, судя по тому, что в некоторых сильнощелочных почвах pH достигает величин 12—13, можно полагать, что в этих случаях благодаря щелочному гидролизу образуется свободная NaOH. Иногда, по-видимому вследствие гидролиза магнезиальных солей, появляется $Mg(OH)_2$, сообщающий сильнощелочную реакцию среде.

В табл. 87 приводятся обзорные данные о значении солей в формировании реакции почвенных растворов.

Таблица 87

Реакции (pH) растворов соединений, встречающихся в почвах

Соединение	pH
Na_2CO_3	12—13
$CaCO_3$ — без доступа CO_2	10,20
$CaCO_3$ — с доступом CO_2	8,48
$MgCO_3$	11,47
$Ca(HCO_3)_2$	6,13—8,4
$NaHCO_3$	8,5—9,5
$CaSO_4$	7,0
H_2O	6,7—7,1
Na_2SO_4; $MgSO_4$; NaCl; $MgCl_2$	6,3—6,5—6,8
NH_4Cl	4,7
H_2CO_3	3,9—5,7
$KAl(SO_4)_2$; $AlCl_3$	2—4

Кислоты

Постоянное присутствие свободных сильных минеральных кислот в почвах и почвенных растворах отмечается сравнительно редко. Однако угольная кислота, являясь одной из наиболее распространенных минеральных кислот, постоянно присутствует в почвенных растворах и грунтовых водах в заметных количествах. В зависимости от давления и концентрации угольная кислота может сообщить раствору заметную кислотность, поддерживая pH в пределах 3,9—4,5—5,7.

В процессах окисления сернистые металлы (сульфиды), присутствующие в почвах и почвообразующих породах, образуют свободную серную кислоту, которая может вызывать сильное подкисление почвенно-грунтовых вод. Так, известно, что шахтные воды Донбасса во многих случаях благодаря присутствию свободной серной кислоты имеют pH, равный 2—3. Почвы осушенных болот Нидерландов, болотные почвы Швеции (гитии), почвы морских побережий тропиков (особенно осушенные)

содержат некоторое количество свободной серной кислоты вследствие окисления сернистого железа. Окисление свободной серы также может вызвать появление и накопление в почвах свободной серной кислоты. Так, А. Е. Ферсман установил накопление значительных количеств свободной серной кислоты в районах месторождений серы в песках Каракумов.

В специфических условиях близости к действующим вулканам и районам поствулканических газовыделений в почвенно-грунтовых водах могут появляться свободная соляная, серная и азотная кислоты.

В областях влажного климата при образовании лесных кислых почв в почвенных растворах могут появляться ненасыщенные гумусовые кислоты и наиболее активная из них группа фульвокислот. Гуминовые кислоты и фульвокислоты могут вызвать значительное подкисление почвенного раствора, снижая pH до 3—3,5. Малоразложившиеся остатки органического вещества, накапливающегося в лесах (лесная подстилка), имеют обычно pH 3,5—5, а мхи и продукты разложения вереска — 2,5—3.

Присутствие свободных органических кислот типа уксусной, щавелевой, лимонной и других может быть связано с разложением растительного опада, выделениями корней или насекомых, жизнедеятельностью грибов и бактерий. Кислые продукты могут попадать в почвы с фабричными и заводскими водами или с атмосферными осадками, которые растворяют сернистый ангидрид и окислы азота, поступающие в воздух через трубы заводов и электростанций.

В большинстве случаев в почвах происходит сравнительно быстрая нейтрализация кислот с превращением их в нейтральные или щелочные соли.

Обменные катионы почвы

Обменные катионы могут оказывать существенное влияние на реакцию почвенного раствора.

Подкисляют почвенный раствор обычно обменный водород и обменный алюминий (косвенно); проявление их характерно для лесных почв умеренно холодного, субтропического и тропического климата.

Сильно подщелачивают почвенный раствор обменный натрий, калий, аммоний, появление которых в больших количествах характерно для поглощающего комплекса содовых солончаков, такыров, солонцов и каштановых почв, а также для регуров и некоторых темных почв саванн и пампасов. Почвы, насыщенные обменным натрием на 25—35%, имеют pH до 9—9,5.

Слабо подщелачивают почвенный раствор поглощенные кальций и магний, значительное содержание которых характерно для поглощающего комплекса черноземных, луговых и сероземных почв.

Ниже приводятся данные И. Н. Антипова-Каратаева о влиянии обменных катионов 100%-ного насыщения на актуальную реакцию почвенных растворов чернозема:

Катион	pH	Катион	pH
Li	9,00	Mg	7,59
Na	8,04	Ba	7,35
K	8,00	H	3,81
Ca	7,84		

Для условий Франции также установлена связь между pH и степенью насыщенности почв водородом (данные Дюшофура):

Почвы	pH
Полностью насыщенные водородом	3
Насыщенные водородом на 90%	4
Насыщенные водородом на 10—40%	6—7
Насыщенные кальцием	>7

Деятельность организмов

Влияние организмов как фактора реакции почв чрезвычайно невелико. Растения влияют на реакцию почвенного раствора двояко. В процессе минерального питания, поглощая ионы, растения выделяют эквивалентное количество ионов H, OH, HCO_3 и CO_3. В зависимости от того, в какой пропорции потребляют растения анионы и катионы данного электролита, может происходить сдвиг реакции почвенного раствора в ту или иную сторону. Так, преимущественное потребление NO_3^- из натронной селитры обусловливает подщелачивание почвенного раствора, а преимущественное потребление калия из хлористого калия приводит к подкислению раствора. Пропорциональное потребление растением калия и азота из калийной селитры сохраняет реакцию почвенного раствора неизменной.

Корневая система растений, кроме того, обладает способностью прямого выделения в почвенные растворы слабых органических кислот типа щавелевой, муравьиной, яблочной, винной и т. д. Минерализация растительных остатков сопровождается поступлением в почвенные растворы как кислых, так и щелочных соединений.

В регулировании реакции почвенного раствора исключительно велико значение микроорганизмов. Известно, что с активностью микроорганизмов тесно связан режим углекислоты в почвах. Деятельность нитрификаторов может вызвать появление на короткое время в почвенном растворе свободной азотной и азотистой кислот и временно снизить pH на 0,5—2 интервала.

Разложение белков под воздействием микроорганизмов сопровождается поступлением в раствор небольшого количества серной кислоты. Жизнедеятельность микроорганизмов в анаэробных условиях может вызвать подщелачивание почвенного раствора в результате десульфирования и остаточного содержания щелочей и щелочных земель, в последующем переходящих в карбонаты.

РЕАКЦИЯ ПОЧВ, РАСТЕНИЯ И ПОЧВЕННЫЕ ТИПЫ

Наиболее благоприятной для растений в физиологическом отношении является реакция почвенного раствора, близкая к нейтральной, слабощелочной или слабокислой (табл. 88).

В интервале нейтральной реакции почвенного раствора сочетаются в наиболее благоприятной форме элементы минерального и азотного питания растений. В кислом интервале (pH ниже 5,5) наблюдается дефицит нитратов (подавление нитрифицирующих микроорганизмов), уменьшение доступности фосфора (образование малорастворимых фосфатов железа

Таблица 88

Значения pH почвенного раствора, оптимальные для развития сельскохозяйственных растений и микроорганизмов

Растение	pH	Растение, бактерии	pH
Пшеница	6,6—7,5—8,5	Чайный куст	4,8—6,3
Ячмень	6,1—7,2	Лен	5,0—6,0
Рожь	5,5—7,2	Табак	4,5—6,5
Овес	5,0—7,5	Люпин	4,0—5,0
Свекла	5,2—6,8		
	7,5—8,5		
Картофель	5,3—8,0	Грибы	3,5—6,0
Люцерна	7,0—8,3	Азотобактер	6,8
Клевер	6,0—6,5	Нитрификаторы	6,0—8,0
Хлопчатник	8,0—8,5	Денитрификаторы	7,0—8,0

и алюминия), недостаток кальция, серы, калия, магния. В щелочном интервале (pH выше 7,5—8) также может быть дефицит нитратов и фосфатов, избыток легкорастворимых солей, недостаток двухвалентных форм железа и марганца (что часто вызывает хлороз растений), дефицит меди, цинка, а иногда и бора.

Однако существует ряд растений, для которых благоприятна не нейтральная, а кислая либо щелочная реакция. Существуют также растения, которые могут с успехом произрастать при любой реакции почвенного раствора, но продукция их, ради которой они возделываются, при этом приобретает отрицательные качества. Так, известно, что чайный куст, цитрусовые, тунг нуждаются для развития и получения ценной продукции в сильно выраженной кислой реакции (pH 4—6) и не выносят присутствия в почве углекислого кальция. Крымский табак развивается и дает ценную продукцию в щелочной среде. Кавказский табак предпочтительно возделывать на кислых субтропических почвах, так как качество продукции на щелочных почвах всегда ниже. Наоборот, такие растения, как свекла и твердая пшеница, дают наиболее высококачественную и ценную продукцию на почвах со слабощелочной и щелочной реакцией (табл. 88).

Кислотность почв

Кислотность — это способность одного соединения передавать протон (ион водорода) другому соединению (Tisdale, Nelson, 1956). Этой способностью обладают очень многие почвы земного шара. По современным воззрениям, кислотность почв обусловлена наличием обменного водорода и обменного алюминия. В высокогумусных почвах и кислом торфе преобладает обменный водород; в кислых глинах нередко преобладает обменный алюминий. Водород десорбируется основаниями легче и быстрее, чем алюминий. Обменный алюминий токсичнее для растений, чем обменный водород.

Предполагают, что обменный алюминий — главный носитель скрытой кислотности минеральных почв, которая выявляется при обработке

почвы щелочными (pH 8—8,2) препаратами или при внесении удобрений.

Кислая реакция почвенного раствора настолько сильно снижает плодородие почв, что проблема борьбы с почвенной кислотностью является одним из важнейших вопросов агрономического почвоведения в умеренном и умеренно холодном поясах Земли. С древнейших времен эмпирически установлены способы борьбы с кислотностью почв путем их известкования.

Кислотность почв имеет также большое значение в строительном деле. В кислых почво-грунтах устойчивость строительных материалов, сооружений и их долговечность значительно понижаются в сравнении с почвами нейтральными.

Большое практическое значение кислотности почв в сельском хозяйстве обусловило глубокую изученность этого явления. Различается несколько видов кислотности: потенциальная, активная, обменная и гидролитическая.

Потенциальная кислотность почв. Потенциальной кислотностью почв называется такая кислотность, которая характеризует суммарную концентрацию кислот и кислотных агентов, существующих в данной почве как в диссоциированном, так и в недиссоциированном состоянии. Потенциальная кислотность определяется путем титрования почвенного раствора или почвенной суспензии раствором щелочи определенной концентрации. Величина потенциальной кислотности выражается количеством миллиграмм-эквивалентов раствора щелочи, пошедшим на титрование. Потенциальная кислотность в результате пересчетов может быть также выражена в виде концентрации кислот в почве.

Активная (актуальная) кислотность почв. Растворы, имеющие одинаковую потенциальную кислотность, т. е. имеющие одинаковое количество и концентрацию различных кислот, могут резко различаться по активной кислотности, т. е. кислотности, обязанной присутствию свободных ионов водорода, отдиссоциированных кислотой. Известно, что кислоты различаются по степени диссоциации; поэтому, например, при одинаковой потенциальной кислотности сильной соляной и слабой уксусной кислот актуальная кислотность их растворов будет различна, так как соляная кислота диссоциирует практически нацело, а уксусная кислота — значительно слабее. Соответственно при одной и той же потенциальной кислотности pH раствора уксусной кислоты будет всегда выше, чем pH раствора соляной кислоты той же концентрации:

Концентрация	pH_{HCl}	pH_{CH_3COOH}
1 н.	0,10	2,37
0,1 н.	1,08	2,87
0,001 н.	3,01	3,87

В связи с большим разнообразием соединений, обусловливающих кислую реакцию в почвах, при одинаковой потенциальной кислотности активная кислотность почв может быть резко различной. Между тем именно активная кислотность определяет жизнедеятельность микроорганизмов и условия существования растений. Поэтому определение pH почвенного раствора, грунтовой воды или суспензии является существенным элементом изучения химии почв. Установление величины истинной концентрации водородного иона и будет характеристикой активной (актуальной) кислотности почв.

Обменная кислотность. В качестве особой формы кислотности различают обменную кислотность. Строго говоря, она является разновидностью потенциальной кислотности почв. Обменная кислотность обязана наличию в почвенном поглощающем комплексе (ППК) обменного водорода или обменного алюминия. Обнаруживается обменная кислотность при взаимодействии твердой фазы почв с нейтральными солями, при котором происходит обменное поглощение катиона нейтральной соли с вытеснением поглощенного водорода или алюминия. Обменное вытеснение водорода и алюминия сопровождается появлением в растворе кислоты.

Обычно обменная кислотность в почвах определяется путем приведения кислой почвы во взаимодействие с раствором хлористого калия. При этом реакция, ведущая к проявлению обменной кислотности, идет по следующей схеме:

а) $ППК] - H + KCl = ППК] - K + HCl;$

б)
$$\begin{cases} ППК] \equiv Al + 3KCl = ППК]\begin{matrix} \diagup K \\ -K \\ \diagdown K \end{matrix} + AlCl_3, \\ AlCl_3 + 3H_2O = Al(OH)_3 + 3HCl. \end{cases}$$

Свободная кислота, образующаяся в результате взаимодействия насыщенной водородом или алюминием почвы с раствором нейтральной соли, в дальнейшем может быть оттитрована и выражена количеством миллиграмм-эквивалентов раствора щелочи, пошедшим на титрование этой кислоты. Часто обменная кислотность характеризуется также путем определения pH в полученном растворе солевой вытяжки. О сдвигах реакции нейтральной соли под влиянием обменной кислотности при взаимодействии кислой почвы с нейтральной солью можно судить по приведенным ниже данным:

Почвы	$pH_{водн}$	pH_{KCl}
Черноземы	5,8—6,0	4,8—5,6
Подзолистые	5,3—6,0	3,7—5,0
Субтропические подзолистые	4,5—5,5	3,5—4,3

Гидролитическая кислотность. Показателем гидролитической кислотности пользуются для характеристики максимально возможного количества обменных водорода или алюминия, находящихся в обменном состоянии в почве.

Для определения величины гидролитической кислотности пользуются приведением кислой почвы во взаимодействие с ацетатом натрия (CH_3COONa). Ацетат натрия является гидролитически щелочной солью, поэтому при взаимодействии его с кислой почвой последняя отщепляет в раствор значительно большее количество поглощенного водорода, чем при взаимодействии с нейтральной солью. По-видимому, основным действующим началом при этом является образующийся при гидролизе ацетата NaOH. Na^+ вытесняет обменный H^+, что и обусловливает больший его выход.

Величина гидролитической кислотности выражается количеством миллиграмм-эквивалентов раствора щелочи, пошедшим на нейтрализацию вытесненного водорода. Ниже приведены пределы колебания гидролитической кислотности в кислых почвах:

Почвы	H+(*мг-экв*/100 *г*)
Черноземы	1—2
Оподзоленные черноземы	3—5
Подзолистые	5—8
Подзолы	8—10

Чем выше кислотность почв и грунтов, тем интенсивнее их корродирующее, разрушающее влияние на металлические, цементные и битумные строительные материалы, тем больше их «агрессивное действие», которое необходимо предусматривать при строительстве на кислых почво-грунтах.

Известкование кислых почв. Естественное плодородие кислых почв умеренного и холодного поясов очень низкое. Пшеница, кукуруза, свекла, люцерна, клевер и даже рожь и ячмень на кислых почвах дают низкие урожаи. Причиной этого является недостаток в почвах кальция, магния и микроэлементов.

В целях коренной мелиорации кислых почв и придания им нейтральной или слабокислой реакции, благоприятной для жизнедеятельности растений и активности микроорганизмов, применяется известкование почв с целью замещения обменных водорода и алюминия кальцием. Без известкования даже высокие дозы удобрений на кислых почвах оказывают слабое действие, а иногда дают отрицательный результат. Улучшение кислых почв путем известкования достигается в ходе следующих реакций:

$$\text{ППК}\begin{matrix}-\text{H}\\-\text{H}\end{matrix} + \text{Ca(HCO}_3)_2 = \text{ППК}=\text{Ca} + 2\text{H}_2\text{CO}_3$$

$$\text{H}_2\text{CO}_3 \rightarrow \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}.$$

$$\text{ППК}\begin{matrix}\equiv\text{Al}\\\equiv\text{Al}\end{matrix} + 3\text{Ca(HCO}_3)_2 = \text{ППК}\begin{matrix}=\text{Ca}\\=\text{Ca}\\=\text{Ca}\end{matrix} + 2\text{Al(OH)}_3 + 6\text{CO}_2.$$

Как видно, в процессе известкования почв обменные водород и алюминий замещаются кальцием с образованием угольной кислоты и гидроокиси алюминия. Угольная кислота распадается на воду и уходящий в атмосферу углекислый газ. Если в кислой почве есть свободные кислоты, они также нейтрализуются при известковании с образованием кальциевых солей.

Гипсование кислых почв недопустимо, потому что при этом обменная кислотность превращается в активную и в результате реакции появляется серная кислота:

$$\text{ППК}\begin{matrix}-\text{H}\\-\text{H}\end{matrix} + \text{CaSO}_4 = \text{ППК}=\text{Ca} + \text{H}_2\text{SO}_4.$$

Таким образом повышается кислотность почв и ухудшаются условия существования организмов.

Известкование производится путем внесения в почву углекислого кальция (молотый известняк, мергель и т. д.) в количестве от 5 до 20 *т/га*. Известкование наиболее эффективно, когда оно сопровождается внесением минеральных и органических удобрений на фоне правильных севооборотов с многолетними травами. В этих случаях улучшается не только

реакция почвы, но и ее структура. Принято считать, что почвы, имеющие pH около 6, в известковании не нуждаются, при pH 5,5—4,5 нуждаются в умеренном известковании, при pH менее 4,5 нуждаются в интенсивном известковании.

Кислые, не насыщенные основаниями почвы, нуждающиеся в известковании, широко распространены в нечерноземной зоне СССР. В этой зоне известкование почв приходится повторять через 10—15 лет, так как под влиянием промывного водного режима кальций вымывается и кислотность почв восстанавливается.

Щелочность почв

Высокая щелочность является весьма отрицательным свойством многих почв, обусловливающим их низкое плодородие. При pH почвенного раствора более 8,5 культурные растения перестают нормально развиваться. При общей щелочности водных вытяжек из почв больше 0,05—0,07% HCO_3^- сельскохозяйственные растения испытывают серьезное угнетение. Если pH почвенного раствора выражается величиной 9—10, а титрованная щелочность достигает 0,1% HCO_3^-, то почвы обладают крайне низким плодородием вследствие плохих химических и физических свойств. Водно-физические и агрофизические свойства таких почв крайне неблагоприятны вследствие большой вязкости, липкости, водонепроницаемости во влажном состоянии, значительной твердости, цементированности и бесструктурности в сухом состоянии.

Основными причинами щелочной реакции почв являются поглощенный натрий и содержание свободной нормальной или двууглекислой соды в почвах, поэтому для химической мелиорации щелочных почв — содовых солончаков — необходимы замещение обменного натрия на кальций и нейтрализация свободной соды по следующим схемам:

а) $ППК\begin{matrix}-Na\\-Na\end{matrix} + CaSO_4 = ППК]{=}Ca + Na_2SO_4,$

б) $Na_2CO_3 + CaSO_4 = CaCO_3 + Na_2SO_4,$

в) $Na_2CO_3 + H_2SO_4 = Na_2SO_4 + H_2O + CO_2.$

Обычно химическая мелиорация щелочных почв производится путем внесения гипса или различных материалов (естественных или отходов промышленности), содержащих гипс, серную кислоту, сульфат железа, пиритовые огарки или серу. Сера, окисляясь до серной кислоты, действует на углекислый кальций почв, образуя гипс, а последний действует на соду и поглощенный натрий. В настоящее время в Армении осуществляют большие работы по мелиорации содовых солончаков методом кислования серной кислотой с последующими промывками и дренажем.

Известкование щелочных почв недопустимо, так как при этом произойдет увеличение щелочности вследствие вытеснения обменного натрия и дополнительного образования свободной соды по схеме

$$ППК\begin{matrix}-Na\\-Na\end{matrix} + CaCO_3 = ППК]{=}Ca + Na_2CO_3.$$

В табл. 89 дается обзор зависимости между реакцией почв и их важнейшими свойствами.

Таблица 89

Зависимость между реакцией и важнейшими свойствами почв

pH	4,0	4,5	5,0	5,5	6,0	6,5	6,7	7,0	7,5	8,0	8,5	9,0	10,0	11,0	12,0
Реакция	Резкокислая		Сильнокислая		Слабокислая		Нейтральная		Слабощелочная		Сильнощелочная			Резкощелочная	
Встречаемость	Часто и очень часто во влажном климате		Обычно во влажном климате				Обычно в семиаридном климате				Локально в аридном климате				
Агрохимические условия	Доступность фосфатов понижена Известь, сера, калий, бор, цинк, кобальт, йод выщелочены Железо, алюминий, марганец подвижны Желательны физиологически щелочные удобрения				Фосфаты доступны Оптимальные условия минерального и азотного питания растений						Доступность фосфатов понижена Солонцеватость и сильное содовое засоление, возможен избыток бора Железо и марганец могут быть в дефиците (хлороз) Желательны кислые и физиологически кислые удобрения				
Физические условия	Неблагоприятные				Обычно благоприятные						Часто весьма неблагоприятные				
Микробиологические условия	Деятельность бактерий подавлена, повышенная активность грибов				Оптимальные условия для бактерий, фиксация азота и нитрификация активны						Деятельность микроорганизмов подавлена				
Известкование	Большие дозы		Умеренные дозы		Не требуется										
Гипсование или кислование	Не требуется										Высокие дозы				

Буферность почв и почвенных растворов

Реакция почв отличается значительной устойчивостью по отношению к внешним воздействиям. Изменение влажности, сорбция и десорбция ионов, воздействие удобрений и даже слабых растворов щелочей и кислот способны лишь в незначительной степени и притом медленно изменять актуальную реакцию почв. Способность почв противостоять резкому изменению актуальной реакции при воздействии химических факторов называется буферностью почв. Буферные свойства в почвах обязаны совокупности различных явлений. Чаще всего буферные свойства почв связаны с поглощением и вытеснением ионов, с процессами перехода соединений в ионные или, наоборот, в молекулярные формы и, наконец, с нейтрализацией и выпадением в осадок поступающих и образующихся в почве компонентов. Необходимо различать буферность почв против кислотных агентов и буферность против щелочных.

Буферность почв сказывается довольно сильно в практике применения химических мелиораций. Ее необходимо учитывать при оценке орошаемых почв и качества поливных вод. Последствия орошения почв щелочными водами зависят от того, как велики запасы гипса в почве, так как гипс нейтрализует слабые растворы бикарбонатов натрия, приносимых поливными водами. Безгипсовые горизонты очень быстро подвергаются осолонцеванию и подщелачиванию при орошении слабощелочными водами.

Основными факторами, определяющими способность почв противостоять изменениям реакции, являются механический состав и особенно содержание в них высокодисперсных минералов и органических коллоидов, их поглотительная способность, наличие соединений, способных нейтрализовать кислоты и щелочи. Чем выше степень дисперсности почв и чем выше в них содержание органических и минеральных коллоидов, тем выше их буферность по отношению к изменению реакции как в кислом, так и в щелочном интервале. Буферность возрастает также параллельно увеличению емкости поглощения почв. Поэтому наименьшей буферностью обладают супесчаные и особенно песчаные малогумусные почвы; наибольшей буферностью обладают высокоглинистые почвы, содержащие большое количество гумуса, монтмориллонита и почвенных коллоидов с широким отношением кремнезема к глинозему.

О значении почвенных коллоидов и поглотительной способности в явлениях буферности почв можно судить по следующим схемам реакции:

а) исчезновение кислоты: $\text{ППК}]=\text{Ca} + 2\text{HCl} = \text{ППК}\begin{matrix}]-\text{H}\\ ]-\text{H}\end{matrix} = + \text{CaCl}_2$,

б) исчезновение щелочи: $\text{ППК}\begin{matrix}]-\text{H}\\ ]-\text{H}\end{matrix} + \text{Ca(OH)}_2 = \text{ППК}]=\text{Ca} + 2\text{H}_2\text{O}$.

Буферная способность почв по отношению к кислотам, поступающим в почвы, будет тем выше, чем больше в почвах соединений, способных нейтрализовать поступающие кислоты и перевести их в соли. В почвах наиболее распространенными соединениями подобного типа являются карбонаты кальция и натрия. Фосфаты железа, алюминия, кальция, окислы и гидраты окислов железа, алюминия, марганца, обладая способностью нейтрализовать кислоты с образованием солей, также являются факторами буферности почв по отношению к кислотам. Большую роль в буферности почв против подкисляющих агентов играют соли

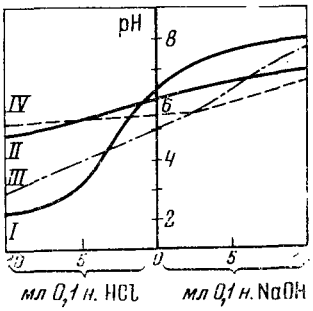


Рис. 88. Кривые буферности почв (по Возбуцкой, 1968)

I — дерново-сильноподзолистая супесчаная почва;
II — оподзоленный чернозем;
III — дерново-сильноподзолистая суглинистая почва;
IV — выщелоченный чернозем

органических слабых кислот (гуминовые и фульвокислоты, щавелевая и др.) и таких металлов, как кальций, натрий, калий.

Наибольшей буферностью в отношении кислот обладают, таким образом, гумусированные, маловыщелоченные, богатые углекислыми солями почвы степных, полупустынных и пустынных областей. Однако буферность этих почв против щелочей низка, поскольку они, отличаясь слабощелочной реакцией, легко повышают щелочность даже при внесении небольшого количества щелочных солей или щелочей. Высокой буферностью против щелочных реагентов обладают тяжелые глинистые почвы, содержащие значительные количества обменных водорода и алюминия, а также кислые гумусовые соединения.

Буферная способность представляет собой один из элементов почвенного плодородия. Это важное свойство, позволяющее почвам устойчиво сохранять благоприятные условия для существования растений, несмотря на поступление в них химических соединений, обладающих резко различной реакцией. Однако при повышенной кислотности или щелочности почв буферность является отрицательным фактором, вызывающим «сопротивление» этих почв химической мелиорации (при известковании и гипсовании), вследствие чего приходится вносить повышенные дозы химических мелиорирующих веществ. Об относительных размерах буферности главнейших почвенных типов СССР можно судить по данным табл. 90.

Таблица 90

Сравнительная буферность почв СССР (относительно песка)

Почвы	Буферность против кислот	Буферность против щелочей
Подзолы и красноземы	1—2	10
Слабоподзолистые	2—3	5—8
Черноземы и сероземы	5—8	2—3
Каштановые	8—10	2
Солонцовые	10	1
Пески	1	1

Буферность почв и почвенных растворов определяется путем титрования почв или суспензий: а) по отношению к кислотам — растворами кислот, б) по отношению к щелочам — растворами едких щелочей, в) по отношению к соде — растворами соды. Добавляя небольшие порции реактива, измеряют pH суспензии или почвенного раствора и получают

кривую титрования, иллюстрирующую буферную способность почв (рис. 88).

У почв высокой буферности кривая изменения pH при титровании всегда отличается постепенностью изменений и выположенностью. У почв малой буферности кривая изменений pH при титровании почвенных растворов будет отличаться резкостью переходов.

Буферность почв является частью более общего свойства почвы, которая, как самоуправляемая система, тесно связанная со средой, обладает определенной стабильностью и инертностью при внешних воздействиях. Вследствие этого переделка почв, их преобразование, мелиорация требуют значительных вложений и усилий, которые нередко должны быть повторены.

ПОЧВЕННЫЙ ВОЗДУХ И ВОЗДУШНЫЕ СВОЙСТВА ПОЧВ

Регулирование количества и состава почвенного воздуха представляет весьма важный раздел агротехники почв, так как потребности растений в почвенном воздухе весьма велики. Газообразная фаза почвы находится в непрерывном и сложном взаимодействии с твердой и жидкой фазами почвы, а также с населяющими почву организмами.

Воздух самых верхних горизонтов почвы благодаря обмену с приземным слоем атмосферы сближается по составу с атмосферным воздухом, однако различия в содержании кислорода и азота у них довольно значительны. Еще более значительны различия в содержании углекислоты (табл. 91). Это объясняется непрерывным образованием углекислоты в процессе жизнедеятельности почвенных микроорганизмов и в результате окисления органического вещества почвы.

Таблица 91

Состав атмосферного и почвенного воздуха, %

Воздух	O_2	N	CO_2	Благородные газы
Атмосферный	20,47	78,1	0,03	1
Почвенный (верхние 15—30 *см*)	11—21	78—86	0,3—8,0	—

Воздух подпахотного и более глубоких горизонтов почвы значительно отличается по составу от воздуха атмосферы. С глубиной в почвенных горизонтах возрастает содержание углекислоты до 10—15—19%. Соответственно содержание кислорода уменьшается до 10—12%.

Возрастание концентрации углекислоты объясняется затрудненностью газообмена на больших глубинах, возможно, также погружением углекислоты, как более тяжелого газа, или диффузией CO_2 из глубин земной коры.

Состав почвенного воздуха верхней метровой-полутораметровой толщи существенно изменяется по сезонам года в связи с колебаниями влажности почвы, разложением растительных и животных остатков и вносимых органических удобрений. Содержание кислорода в зависимости от сезона колеблется в пределах 20—10%, азота 78—86% и углекислоты 0,3—9%.

Таблица 92

Пределы изменений состава почвенного воздуха в слое 0—15—25 *см* за вегетационный период, %

(данные различных авторов)

Угодье, почва	O_2	CO_2	N
Навозный пар	18,6—19,0	0,3—2,7	78,7—80,5
Безнавозный пар	16,8—19,2	0,5—2,6	79.4—80,4
Луг	11,5—16,3	1,6—2,1	82.0—86,6
Дерново-подзолистая	18,9—20,4	0,2—0,6—1	—
Луговая дерновая	18,6—19,7	0,9—1,9—3,4	—
Иловато-болотная	11,9—18,0—19,4	1,1—2,3—8,1	—
Торфяно-глеевая	13,6	6,9	—
Темно-серая			
под лесом	20,2—21,0	0.04—0,6	—
пашня	19,9—21,0	0,03—0,6	—
Почвы Швеции			
хвойных лесов	19—20	0.1—1,5	—
лиственных лесов	19—21	0.1—1,3	—
заболоченные	1—20	1,0—6,0	—
Курские черноземы			
целина	—	0,28—0,76	—
пары	—	0.28—0,60	—
лес	—	0,52—1,24	—

В табл. 92 приведены данные о колебании состава почвенного воздуха в течение вегетационного периода для различных почв и угодий.

Наряду с кислородом, азотом и углекислотой в составе почвенного воздуха постоянно присутствует в небольших количествах аммиак, иногда сероводород, метан и в крайне малых количествах водород и гелий. Иногда в почвенном воздухе присутствуют тяжелые углеводороды (например, при наличии нефтяной залежи).

Показатели воздушно-физических свойств почвы

Воздушно-физические свойства почв могут быть охарактеризованы рядом показателей: воздухоемкостью, аэрацией, воздухопроницаемостью и пр.

Общая воздухоемкость. Общей воздухоемкостью почвы называют максимально возможное количество воздуха, выраженное в объемных процентах, которое содержится в воздушно-сухой почве. Величина общей воздухоемкости приближается к величине порозности сухих почв, за вычетом объема, занятого гигроскопической водой и поглощенным воздухом.

Воздухоемкость наиболее высока в сухих структурных, рыхлых почвах, а также в почвах легкого супесчано-песчаного механического состава. Вспашка и рыхление повышают воздухоемкость почв. В почвах тяжелоглинистых, бесструктурных, плотных, находящихся в залежи или под целиной, воздухоемкость меньше. При средней влажности почв содержание воздуха в верхнем горизонте равно примерно 23—28% объема (Возбуцкая, 1968).

Таблица 93

Содержание воздуха в черноземе, $см^3$ на 1 $л$ почвы

Угодье	1.VI	14.VII	9.VIII	Угодье	1.VI	14.VII	9.VIII
Целина	100	80	80	Пропашное (подсолнечник)	260	280	240
Озимь (пшеница)	240	200	200	Пропашное (табак)	260	280	260
Яровое (овес)	200	200	200	Пар	320	360	360

В табл. 93 приведены данные А. А. Шмука об относительном содержании воздуха в кубанских черноземах в летнее время.

Как можно видеть, максимальное содержание воздуха характерно для полей, находящихся под паром и пропашными культурами.

Содержание воздуха в почвах, как и его состав, подвержено сильным сезонным изменениям. При максимальном просыхании почв воздух, естественно, занимает весь свободный объем почвы, достигая 400—640 $см^3/л$ (Скрынникова, 1961). Нижние горизонты почв, особенно гидроморфных, содержат воздуха значительно меньше (в 2—3—4 раза!), чем верхние.

Капиллярная воздухоемкость. Капиллярная воздухоемкость представляет собой способность почвы размещать и удерживать в сухом состоянии воздух в капиллярных порах малого диаметра. Чем выше капиллярная воздухоемкость, тем меньше подвижность воздуха в почвах, тем больше затруднен газообмен между почвой и атмосферой. Величина капиллярной воздухоемкости приближается к величине капиллярной влагоемкости почвы и составляет в среднем несколько более половины общей скважности.

Некапиллярная воздухоемкость. Крупные полости, поры и ходы в толще почвенных горизонтов, образующие некапиллярную скважность, имеют особо большое значение для воздушного режима почв. При капиллярном насыщении почвенных горизонтов влагой объем, занимаемый некапиллярной скважностью, окажется свободным от воды и будет заполнен воздухом.

Некапиллярной воздухоемкостью, таким образом, называется способность почвы при капиллярном насыщении водой содержать определенный объем свободного воздуха. Чем больше доля некапиллярной скважности в составе общей скважности почв, тем выше некапиллярная воздухоемкость почв.

Соотношение между некапиллярной и капиллярной воздухоемкостью является весьма важным показателем воздушно-физических свойств почвы. Структурные почвы всегда имеют известную величину некапиллярной скважности, которая даже при большой влажности почв, будучи свободной от воды, окажется заполненной почвенным воздухом и обеспечит необходимую степень проветривания почвы.

Аэрация почв. Аэрацией почв называется величина фактического содержания воздуха в почве, выраженная в объемных процентах. Величина аэрации почв характеризует разность между порозностью (общей скважностью) и влажностью почв. Чем выше влажность почвы, тем меньше аэрация, так как тем бо́льшая часть объема почвы будет занята влагой.

Максимальной степени аэрация достигает при воздушно-сухом состоянии почв, а минимальной — при близких грунтовых водах, поверхностном заболачивании или затоплении почв, а также в условиях водоносных горизонтов, насыщенных почвенно-грунтовыми водами.

Аэрация почв может существенно изменяться в результате мелиоративных и агротехнических мероприятий: горизонтального и вертикального дренажа, орошения, плантажной обработки и глубокого рыхления почв.

Судя по данным советских и зарубежных исследователей, различные растения в неодинаковой степени нуждаются в воздухе. Менее требовательны травы (оптимум для суданки 6—10%), зерновые хлеба (10—15%).

Воздухопроницаемость почв. Воздухопроницаемостью почв называется их способность пропускать в единицу времени через единицу объема определенный объем воздуха. Общепринятой методики изучения воздухопроницаемости еще нет, однако есть ряд методов, позволяющих исследовать воздухопроницаемость почв. Эти методы основаны на пропускании воздуха через определенный объем почв под давлением или при вакууме. Воздухопроницаемость почв сильно уменьшается с глубин 2—5 *см* (Бавер, 1956) и особенно в подпахотных горизонтах.

Воздухопроницаемость структурных рыхлых культурных почв значительно выше, чем воздухопроницаемость плотных бесструктурных глинистых. Она достигает максимальных размеров в сухих почвах и быстро снижается при увлажнении. Чем выше величина некапиллярной воздухоемкости, тем выше воздухопроницаемость почв как в сухом, так и во влажном состоянии.

О значении структуры и влажности почв для их воздухопроницаемости можно судить по данным табл. 94. Воздухопроницаемость возрастает с увеличением диаметра структурных отдельностей. Вместе с тем воздухопроницаемость резко уменьшается по мере возрастания влажности структурных агрегатов.

Таблица 94

Воздухопроницаемость в зависимости от размеров структурных отдельностей

Размер структурных отдельностей почвы, *мм*	Воздушно-сухая почва	Влажность почвы, % от влагоемкости				
		20,2	38,4	62,3	84,5	100
<0,25	43	10	0	0	0	0
0,25—0,5	85	45	14	0	0	0
0,5—1	97	95	98	94	99	60
1—2	96	94	95	100	95	55
>2*	100	100	96	99	100	74

* Принято за 100%.

Особенно неустойчива воздухопроницаемость структурных агрегатов с диаметром меньше 0,5 *мм*. При значительной влажности такие структурные агрегаты практически полностью теряют воздухопроницаемость. И только фракции агрегатов крупнее 1 *мм* сохраняют или немного снижают воздухопроводимость.

Таким образом, простое осушение или орошение, производимое без учета физического состояния почв и без работ по их окультуриванию и оструктуриванию, может быть недостаточным для повышения урожаев сельскохозяйственных культур.

Б. А. Кин (1933) на основании анализа данных различных исследователей пришел к выводу, что для нормальной аэрации почвы и сохранения среднего состава ее воздуха необходимо, чтобы в течение каждого часа в пахотном слое (0—20 *см*) происходил полный обмен воздуха.

Взаимодействие почвенного воздуха с твердой и жидкой фазами почвы

Почвенный воздух, почвенный раствор, грунтовые воды и твердая фаза почвы тесно связаны между собой и находятся в постоянном взаимодействии. Почвой и почвообразующими минералами наиболее интенсивно поглощаются тяжелые и относительно легко сжимаемые газы — аммиак и углекислота. В табл. 95 приводятся данные о количестве поглощенного воздуха в зависимости от механического состава и типа почв.

Таблица 95

Количество поглощенного воздуха в почвах разного типа, *см*³/100 *г*

Почва	Поглощенный воздух	Емкость поглощения по Са
Прокаленный кварцевый песок (<0,5 *мм*)	0,75±0,20	0,000
Легкая супесь	2,26±0,12	0,046
Легкий суглинок	4,93±0,15	0,173
Тяжелый суглинок	6,99±0,08	0,247
Чернозем суглинистый	9,03±0,20	0,443
Чернозем	14,40±0,00	0,769

Поглощение воздуха почвой тем больше, чем больше в ней содержится органических веществ, минералов монтмориллонитовой группы, а также соединений, подобных окиси железа, обладающих большой поглотительной способностью в отношении газов.

Как видно из данных табл. 96, 100 *г* почвенного гумуса могут поглотить более 1000 *см*³ угольной кислоты и более 24 000 *см*³ аммиака. Оче-

Таблица 96

Поглощение газов и водяных паров, *см*³/100 *г*, при 0° и атм. давлении 760 *мм* (по А. Добенеку)*

Материал	CO_2	NH_3	H_2O	Материал	CO_2	NH_3	H_2O
Кварц	12	145	197	$Fe(OH)_3$	3525	5275	19 236
Каолин	166	197	3 172	$CaCO_3$	14	320	278
Гумус	1264	24 228	19 722				

* Цитировано по Д. Г. Виленскому (1950).

видно, эти цифры следует принимать лишь как показатель возможных максимальных величин.

Поглощение воздуха почвой возрастает при увеличении атмосферного давления или при уменьшении температуры. При возрастании температуры или при уменьшении атмосферного давления происходит десорбция ранее поглощенного воздуха и газов.

При увлажнении воздушно-сухой почвы, насыщенной значительным количеством поглощенных газов, смачивание протекает крайне замедленно, так как процесс десорбции газов водой требует известного времени. Увлажнение почвы сопровождается почти полной десорбцией ранее поглощенных газов. Таким образом, состав почвенного воздуха изменяется в зависимости от поглощения и вытеснения газов из твердой фазы почвы. Сезонная и суточная динамика температуры, уровня грунтовых вод, влаги, атмосферного давления и ветра сказывается на составе почвенного воздуха.

Столь же сложны взаимоотношения между почвенным воздухом и почвенным раствором. Часть газов непрерывно поглощается почвенным раствором, в то время как другая часть вновь выделяется из растворенного состояния в почвенный воздух.

Динамика взаимоотношений газообразной и жидкой фаз почвы определяется режимом температуры, давления и парциальным давлением газа. С понижением температуры почвы происходит увеличение растворимости газов в почвенных водах. Особенно значительно возрастает растворимость углекислоты. Соответственно с понижением температуры возрастает растворимость карбонатов и интенсивность окислительных реакций. С повышением температуры происходит резкое снижение растворимости газов (табл. 97), ослабление окислительных процессов и выпадение из раствора карбонатов.

Таблица 97

Растворимость газов в воде, *см*³/*л*, при атм. давлении 760 *мм*
(Виленский, 1950)

Газ	Температура, °С						
	0	5	10	15	20	25	30
Воздух	0,294	0,259	0,231	0,209	0,191	0,173	0,161
CO_2	17,13	14,24	11,94	10,19	8,78	5,59	6,65
O_2	0,489	0,429	0,380	0,342	0,310	0,285	0,262

Повышение атмосферного давления вызывает повышение растворимости газов в почвенном растворе. Снижение давления сопровождается переходом газов из почвенного раствора в почвенный воздух. Увеличение концентрации того или иного газа в составе почвенного воздуха соответственно вызывает увеличение количества этого газа в почвенном растворе.

Высказанные соображения в значительной мере относятся и к грунтовым водам гидроморфных почв. М. Т. Ястребов (1958) и И. Н. Скрынникова (1961) показали, что состав почвенного воздуха и его компонен-

Таблица 98

Содержание O_2, CO_2 и H_2S в грунтовых водах в период 6.IX—10.XII 1954 г. при атм. давлении 760 *мм*

(Ястребов, 1956)

Показатель	Дерново-луговая почва (пл. 2)		Иловато-болотная почва (пл. 3)	
	6.IX	10.XII	6.IX	10.XII
Уровень грунтовых вод, *см*	90	45	65	20
Температура, °С	11,5	2,0	11,5	2,0
O_2, *мг/л*	7,2	6,0	4,9	4,8
CO_2, *мг/л*	—	109,2	—	137,3
H_2S, *мг/л*	1,9	2,7	8,9	4,4
pH	6,6	6,3	6,4	6,5

тов — углекислоты, кислорода, сероводорода, а также их концентрация в грунтовых водах гидроморфных почв в известной мере взаимосвязаны. Возможный состав газов в грунтовых водах гидроморфных почв Подмосковья характеризуют данные М. Т. Ястребова (табл. 98).

Кислород в почве

Почвенный воздух обеспечивает непрерывное поступление кислорода к корневой системе высших растений и прорастающим семенам. Чувствительность семян и корневых систем различных растений к дефициту кислорода в почвенном воздухе весьма различна. Установлено, что прорастание семян при низком содержании кислорода замедляется или не происходит совсем. Дефицит кислорода в почвенном воздухе сопровождается остановкой развития и роста корней. Угнетение корневой системы вследствие недостатка кислорода тем сильнее, чем выше температура.

Кислород поддерживает необходимый уровень активности микробиологического населения почвы. Большая часть кислорода почвенного воздуха расходуется на процессы разложения и окисления органического вещества грибами и бактериями.

Без непрерывного доступа кислорода в толще почвенных горизонтов нормальная работа аэробных микроорганизмов подавляется и со временем прекращается полностью. Нарушается благоприятное сочетание окислительно-восстановительных процессов, величина Eh падает до +200 *мв*, а при полном дефиците кислорода до отрицательных значений. Начинает преобладать биохимическая деятельность анаэробных микроорганизмов, что сопровождается восстановлением нитратов, потерей азота и ухудшением азотного питания растений, появлением токсического для растений сероводорода, образованием сульфидов, метана и др. Поэтому понятие аэрации почв равнозначно понятию поступления кислорода в почву. Пределы минимально необходимого количества воздуха в почвах, без которого нарушается нормальное развитие сельскохозяйственных растений, показаны в табл. 99.

По мнению В. П. Мосолова и А. И. Потапова, при содержании в почве воздуха менее 4 $см^3$ на 100 *г* возможность нормального развития растений исключается и почвы нуждаются в коренных мелиоративных

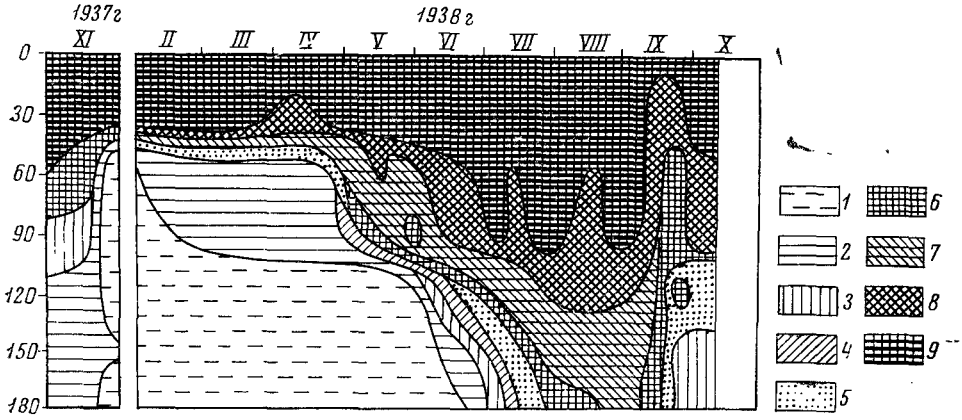


Рис. 89. Сезонные изменения содержания O_2 (объемные %) в воздухе тяжелосуглинистой почвы (Ремезов, 1952)

1 — воздух не получен; *2* — 0—2,5; *3* — 2,5—5,0; *4* — 5,0—7,5; *5* — 7,5—10,0; *6* — 10,0—12,5; *7* — 12,5—15,0; *8* — 15,0—17,5; *9* — 17,5—20,0

и агротехнических мероприятиях по улучшению физических свойств. И. П. Гречин (1964) считает, что нижний предел содержания кислорода в почвенном воздухе близок к 2,5%.

Основным источником кислорода в почвенном воздухе является поступление его с воздухом атмосферы, куда кислород выделяется в процессе жизнедеятельности зеленых растений. Существенная часть кислорода поступает в почвенные горизонты вместе с водами атмосферных осадков, в которых содержится значительное количество растворенного кислорода и озона. Оросительная вода в момент поливов также отдает свой кислород почвам, однако длительное паводковое затопление (больше 20—30 дней) уже вызывает дефицит кислорода в почве. Наконец, часть кислорода в почвах образуется в результате фотосинтетической деятельности водорослей, живущих в верхних горизонтах почвы.

Таблица 99

Содержание воздуха в почвах, минимально необходимое для сельскохозяйственных растений

(Мосолов и Потапов, 1949)

Растение	% к объему почвы	*см*³ в 100 *г* почвы	Растение	% к объему почвы	*см*³ в 100 *г* почвы
Болотные травы	6—10	4,5—5,5	Ячмень	15—20	10,0—13,3
Пшеница	10—15	6,5—7,0	Сахарная свекла	15—20	10,0—13,7
Овес	10—15	6,5—10,0			

Содержание кислорода в почвенном воздухе подвержено резким сезонным колебаниям (рис. 89). По данным Н. П. Ремезова, содержание кислорода в почвенном воздухе, равное 15—20%, устойчиво держится в верхних 30 *см* почвенного профиля в течение всего года. Глубже 30—40 *см* содержание кислорода в течение года испытывает весьма резкие

колебания. В июне, июле и августе, когда происходит высыхание верхней части почвенного профиля и усиливается поступление атмосферного воздуха в почву, высокое содержание кислорода распространяется до глубины 90—120 *см*. При этом поток кислорода проникает и в более глубокие горизонты почвы (150—180 *см*), где его концентрация в воздухе достигает 12,5—15%. Осенью и особенно зимой в результате вытеснения воздуха почвенной влагой содержание воздуха и вместе с ним кислорода в нижних горизонтах почвы резко уменьшается. В период февраля — мая свободный воздух глубже 1 *м* в почве практически отсутствует, а на глубинах 50—100 *см* концентрация кислорода составляет лишь 0—7,5%.

Все меры агротехнического и мелиоративного характера, увеличивающие объем некапиллярной скважности почвы и устраняющие явления заболачивания (глубокая вспашка, боронование, создание грядок, осушение с помощью дренажа), способствуют увеличению поступления кислорода в толщу почвенных горизонтов и улучшению кислородного питания сельскохозяйственных растений.

Углекислота в почве

Если источником кислорода почвенного воздуха является главным образом поступление его из атмосферы, то углекислота почвенного воздуха обязана своим происхождением чисто почвенным процессам. Более того, углекислота атмосферы генетически связана с почвой. Непрерывно текущие почвенные процессы пополняют запасы углекислоты в атмосфере, где она расходуется зелеными растениями на создание органического вещества.

Углекислота играет громадную геохимическую роль в почвообразовании и выветривании: с ней связано разрушение первичных минералов, повышение растворимости и миграция карбонатов и фосфатов.

Бóльшая часть углекислоты почвенного воздуха образуется в результате работы почвенных макро- и микроорганизмов, в процессе разложения и окисления органического вещества. До одной трети углекислоты в почве выделяется корнями высших растений. Не исключен приток углекислоты с газами ювенильного и вадозного происхождения из более глубоких горизонтов земной коры. В почвах, развитых на известковых породах, углекислота может быть продуктом разрушения углекислого кальция почвенными кислотами.

Биологическое значение углекислоты почвенного воздуха сложно и разнообразно. Избыток углекислоты в почвенном воздухе (1% и более) угнетает прорастание семян и развитие корней. Даже при последующем удалении углекислоты ее временный избыток сказывается в замедленном развитии прорастающих семян. С другой стороны, непрерывное поступление углекислоты из почвы в приземный слой воздуха на поле, несомненно, благоприятно сказывается на развитии растений и на фотосинтезе. Современная средняя концентрация углекислоты в атмосферном воздухе, равная 0,03%, не вполне достаточна для потенциально возможной биологической продуктивности зеленого листа. Искусственное повышение концентрации углекислоты в приземном воздухе повышает урожай растительной массы на 30—50—100%. Исключительно высокая эффективность навозных удобрений и травосеяния, по-видимому, в известной степени обязана последующему увеличению выделения углекислоты почвой и улучшению углекислого питания растений. Искусственное

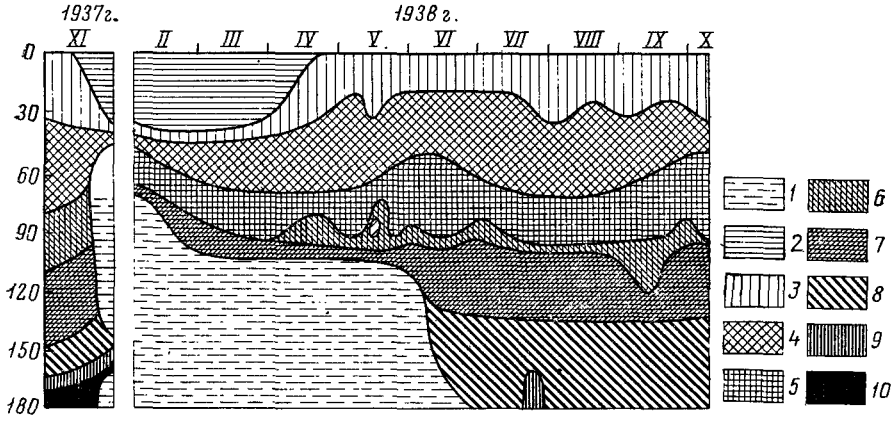


Рис. 90. Сезонные изменения содержания CO_2 (объемные %) в воздухе тяжелосуглинистой почвы (Ремезов, 1952)

1 — воздух не получен; *2* — 0,0—1,0; *3* —1,0—2,0; *4* — 2,0—4,0; *5* — 4,0—6,0; *6* — 6,0—8,0; *7* — 8,0—10,0; *8* — 10,0—12,0; *9* — 12,0—14,0; *10* — >14

повышение концентрации углекислоты в воздухе оказалось эффективным в условиях парников, теплиц и оранжерей, но на полях это пока еще не применяется.

Бесспорно, что без непрерывного поступления углекислоты из почвы в приземный слой воздуха существующие запасы углекислоты в нем исчерпались бы весьма скоро (по Нейбергу — через 35 лет). Фишер утверждает, что углекислота, потребляемая растениями, на 90% синтезирована в почве и лишь 10% ее имеет атмосферное происхождение. Поля люцерны ежедневно расходуют всю углекислоту в 25-метровой толще приземного слоя воздуха (Горбунов, 1957).

Закономерности содержания и динамики углекислоты в почвенном воздухе противоположны закономерностям содержания и динамики кислорода. Максимальное содержание углекислоты в почвенном воздухе отмечается не в верхних горизонтах почвы, а в глубоких. Так, по данным Н. П. Ремезова, на глубине 90—180 *см* концентрация углекислоты в почвенном воздухе в течение года составляет 8—12%, а в отдельные сезоны года на глубине 180 *см* достигает 14% и более (рис. 90). В верхнем 30-сантиметровом слое в холодное время года содержание CO_2 составляет 0—1%, а в теплое время (с мая по октябрь) —1—2%.

В почвах, богатых свежим органическим веществом, содержание углекислоты в теплое время года иногда повышается до 3—7—9%. Черноземные почвы выделяют углекислоты 2—4—6 *кг* в течение суток. В табл. 100 приводятся данные В. Б. Мацкевич, иллюстрирующие динамику углекислоты в почвенном воздухе мощных черноземов Курской области. Здесь обнаруживается та же тенденция: содержание CO_2 в почвенном воздухе на глубине 75—150 *см* в 1,5—2 раза выше, чем в верхних 30—50 *см*. В теплое время года концентрация углекислоты в почвенном воздухе удваивается по сравнению с весной и зимой. Это связано с усилением биологической активности организмов в почве.

Общепринято, что количество выделяемой почвой углекислоты характеризует микробиологическую активность почвы. При низких температу-

Таблица 100

Содержание углекислоты в почвенном воздухе мощных черноземов Курской области, % от объема

(Мацкевич, 1948)

Глубина взятия пробы, *см*	Целинная степь			Многолетний пар			Лес		
	3.V	21.VI	16.XII	3.V	21.VI	16.XII	3.V	21.VI	16.XII
25	0,36	0,76	0,28	0,28	0,60	0,36	0,70	1,24	0,52
50	0,48	1,00	0,30	0,46	0,90	0,36	0,74	1,32	0,62
75	0,54	1,24	0,44	0,46	0,94	0,42	0,78	1,54	0.76
100	0,54	1,10	0,44	0,44	0,96	0,46	0,82	1,68	0,84
125	0,62	1,14	0,50	0,53	0.88	0,48	0,74	1,68	0,80
150	0,58	1,12	0,52	0,54	0,80	0,52	0,82	1.70	0,94
200	0,57	0,92	0,54	0,56	0,78	0,58	0,94	1,70	1,00
300	0,55	0,70	0,70	0,59	0,72	0.68	1,08	1,24	1,30

рах, когда микробиологическая деятельность в почвах подавлена, образование углекислоты замедляется. Высокая кислотность почв также подавляет образование углекислоты в почвах. Известкование кислых почв повышает образование углекислоты в несколько раз.

Стоклаза предложил измерять уровень плодородия почв количеством продуцируемой углекислоты. По его данным, за 200 дней вегетационного периода различные почвы продуцируют следующее количество углекислоты (*м/га*):

Уровень плодородия почвы	CO_2
Высокий	13
Средний	6,5
Низкий	3,25

Надо иметь в виду, что многие приемы земледелия способствуют увеличению содержания углекислоты в почве: органические удобрения, травосеяние, уплотнение катками и др. Конечно, нельзя сводить плодородие почвы только к характеристике продукции углекислоты. Однако известная связь между биологией, продуктивностью углекислоты и продукцией растительной массы, несомненно, имеется.

Активируя жизнедеятельность почвенных микроорганизмов с помощью аэрации, поддерживая и обновляя запасы органического вещества в почвах путем правильного травосеяния, сидерации и внесения органических удобрений, можно управлять динамикой углекислоты в почвах и приземном слое воздуха, повышая концентрацию CO_2 до величин, необходимых для производства максимальных урожаев сельскохозяйственных растений.

Воздушный режим почв

Суточные колебания температур, смена времен года и метеорологических условий, сезонное развитие высших растений и образование свежего органического вещества, сезонное оживление и спады деятельности почвенных микроорганизмов способствуют непрерывному ритмическому (суточному, годовому) газообмену между приземным слоем воздуха и поч-

вой, непрерывной закономерной смене состава почвенного воздуха. В этом смысле можно говорить о дыхании почвы.

Факторами газообмена в системе почва — организмы — приземный слой воздуха являются, таким образом, суточные и сезонные колебания температуры, давления, изменения влажности почвы, жизнедеятельность организмов, процессы диффузии, движения воздушных масс над почвой.

Суточные колебания температуры, распространяющиеся на глубину 30—50 *см*, способны вызвать изменения газообмена в этой толще на 10—15%. Сезонные колебания температуры, охватывающие толщу в несколько метров, обеспечивают аэрацию всего почвенного профиля в значительно большей степени.

Колебания барометрического давления зависят от амплитуды колебаний температуры и от глубины залегания грунтовых вод. С возрастанием колебаний барометрического давления увеличивается мощность слоя, охваченного газообменом. При глубине грунтовых вод до 3 *м* вентилирующее действие за счет колебаний давления не распространяется глубже 15 *см*. При уровне грунтовых вод в 7,5—15 *м* вентилирующее действие колебаний атмосферного давления достигает глубины 40—80 *см* (табл. 101).

Таблица 101

Вентилирующее действие изменений барометрического давления на почвенный воздух
(по Buckenghamy)

Изменение барометрического давления, *мм*	Глубина вентилирующего действия изменений давления, *см* (при уровне грунтовых вод, *м*)			Изменение барометрического давления, *мм*	Глубина вентилирующего действия изменений давления, *см* (при уровне грунтовых вод, *м*)		
	3	7,5	15		3	7,5	15
1	0,4	1,0	2,0	10	3,9	9,8	19,6
2	0,8	2,0	3,9	20	7,8	19,5	39,0
4	1,6	3,9	7,9	40	15,4	38,5	77,0

Атмосферные осадки и поливная вода приносят в почвенные горизонты растворенный воздух. Смачивая почву, вода десорбирует часть воздуха; фильтруясь, влага вытесняет почвенный воздух в атмосферу и отдает растворенный кислород. Просыхание почвенного профиля сопровождается притоком атмосферного воздуха. Поэтому сезонные колебания влажности почвы являются одним из сильнейших факторов газообмена.

Однако самым значительным фактором газообмена является жизнедеятельность высших и низших организмов. Наличие углекислоты в почвенном воздухе связано с жизнедеятельностью макро- и микроорганизмов и выделениями корней. Потребление углекислоты в приземном слое воздуха обязано жизнедеятельности высших растений. Появление в приземном слое воздуха кислорода, в дальнейшем поступающего в почву,— результат фотосинтеза.

Таким образом, круговорот кислорода и углекислоты в приземном слое воздуха протекает при посредстве почвы, высших и низших организмов и имеет сезонный характер, связанный со сменой времен года и водным режимом почв. Влияние ветра на процессы диффузии и газообмена невелико.

ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ

В. Р. Вильямс, И. А. Шульга, Г. Штремме еще в 20—30-х годах отмечали большое значение периодической смены аэробных и анаэробных условий для развития кислой реакции почв и подзолообразовательного процесса, для формирования почвенного перегноя и его компонентов, для возникновения агрономически ценной комковато-зернистой структуры. Развитие болотного процесса и образование специфических раскисленных почвенных горизонтов — глеевых — Г. Н. Высоцкий (1905) связывал с условиями анаэробного режима. Для этих же условий характерно разложение органических веществ с образованием сероводорода и метана и переход окисленных соединений железа и марганца в закисные формы.

Накопление в почвах нитратов наиболее интенсивно протекает при высокой степени аэрации; процесс денитрификации, т. е. переход нитратов в нитриты и окислы азота, более интенсивен в анаэробной обстановке.

В 20-х и в начале 30-х годов были проведены исследования Н. П. Ремезова и М. М. Кононовой, посвященные изучению окислительно-восстановительного режима почв. Позже появились методические работы П. А. Крюкова, И. П. Сердобольского, Г. П. Авсеевича и публикации ряда других авторов. В последние 10—15 лет окислительно-восстановительный режим различных почв изучался С. П. Ярковым, Б. А. Неупыловым, И. П. Гречиным, И. С. Кауричевым, Н. Зухуровым, Ю. А. Славным.

Важнейшими факторами, определяющими окислительно-восстановительное состояние почвенных горизонтов, являются кислород почвенного воздуха и почвенных растворов, окисные и закисные соединения железа, марганца, азота, серы, органическое вещество, окисляющая и восстанавливающая деятельность микроорганизмов.

Благодаря существованию в почвенных горизонтах тех или иных окислительно-восстановительных систем пара электродов, погруженных в почвенную толщу или в выделенный почвенный раствор, дает разность потенциалов (Eh), величина которой зависит от концентрации и соотношения окислителей и восстановителей, образующихся в процессе почвообразования. Eh является удобным суммарным показателем окислительно-восстановительного потенциала (ОВП) данного горизонта или раствора, выраженным в милливольтах.

Показатель Eh описывается следующей формулой:

$$Eh = E_0 + 59 \log \frac{[Ox]}{[Red]},$$

где E_0 — нормальный потенциал, который для системы Fe^3+Fe^2 равен 750 *мв*; Ox — концентрация окислителя; Red — концентрация восстановителя.

Измеряя с помощью потенциометра разность потенциалов, возникающую на платиновом электроде и электроде каломельном или водородном, можно определить ОВП почвенного раствора или почвенных горизонтов.

Изучению почвенных окислительно-восстановительных систем, разработке методов и конструкции соответствующих измерительных приборов посвящены работы П. А. Крюкова, И. П. Сердобольского и Г. П. Авсеевича. Результаты их исследований использованы автором в настоящей главе.

Окислительно-восстановительный потенциал в почвах

Установлено, что величины Eh в разных типах почв и почвенных горизонтах укладываются обычно в пределы 100—800 *мв*, опускаясь иногда до отрицательных величин (табл. 102). При этом верхние горизонты почвы, лучше аэрированные, имеют более высокие величины Eh. Вниз по профилю почвы они постепенно уменьшаются, и на глубине 1—2 *м* величины Eh на 200—300 *мв* ниже, чем в верхних горизонтах. Особенно велика разница между Eh верхних и нижних горизонтов в гидроморфных оглеенных почвах, имеющих близкий уровень застойных грунтовых вод. В болотных почвах наблюдаются случаи обратного изменения ОВП с глубиной (табл. 102).

Таблица 102

Величина Eh для почв СССР, *мв*

Горизонты	Подзолистые почвы	Серые лесные почвы	Черноземы	Сероземы	Лугово-черноземные почвы
Верхние	400—750	450—620	590—610	350—400	320—350
Средние	300—500	—	500—560	—	400—500
Глубокие	72—125 (глеевый)	—	505—575	—	450

Горизонты	Низинные болота Сибири	Осушенные и староосвоенные болотные почвы Сибири	Солоницы	Солоди
Верхние	от —200 до +490	166—545	245—480—515	265—530
Средние	10—550	270—490	330—460	320—475
Глубокие	—	—	—	400—530

Оптимальные пределы ОВП для успешного развития и плодоношения сельскохозяйственных растений лежат в интервале Eh 750—200 *мв*. В тех случаях, когда величина Eh превышает 750 *мв*, в почвах господствует аэробиозис, соединения окислительно-восстановительных систем переходят в окисленную форму. При этом многие компоненты, утрачивая подвижность, перестают быть доступными для сельскохозяйственных растений. Таковы соединения железа и марганца. Растения приобретают черты угнетенности, прекращается рост корней и часто развивается хлороз (дефицит железа), «серая немочь» или «бледная немочь» (дефицит марганца); иногда растения погибают.

В заболоченных почвах, низинных болотах, торфяно-глеевых почвах ОВП опускается ниже 200—100 *мв*. При этом господствуют восстановительные процессы, в почвах накапливается ряд вредных для растений соединений; в процессе денитрификации утрачиваются нитраты, появляются метан и сероводород, повышается концентрация закисных соединений железа и марганца, развивается дефицит соединений фосфора. Все это в совокупности приводит к задержке развития растений, особенно корней, к их угнетению и гибели. Примеры резко выраженной сезонной анаэроб-

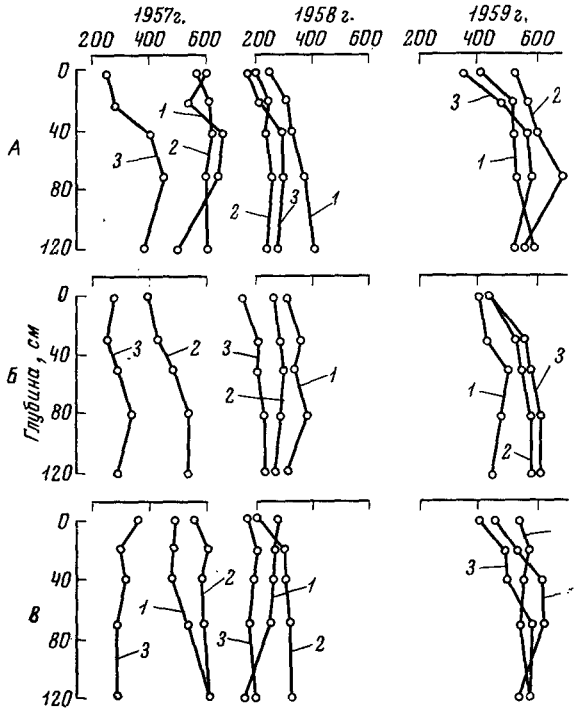


Рис. 91. Сезонная динамика ОВП почв Приамурья (Славный, Шаврыгин, 1964)

1 — раннее лето,
2 — середина лета,
3 — осень.
Почвы:
А — бурая лесная;
Б — луговая дерново-глеевая;
В — болотно-торфяно-глеевая

ности почв наблюдаются в Западной Сибири, на полях поливного риса. Задачей мелиорации и агротехники в таких условиях является поддержание в почвах благоприятного режима ОВП.

ОВП почв чрезвычайно чутко реагирует на изменение условий почвообразования, на мелиоративные мероприятия и агротехнику. Известкование кислых почв, вспашка, сооружение открытых дрен вызывают значительное увеличение уровня ОВП в почвах. Прикатывание почв, травосеяние, внесение органических удобрений, наоборот, снижают ОВП.

Установлено, что наложение дернового почвообразовательного процесса на подзолистые или серые лесные почвы вызывает уменьшение Eh на 100—300 *мв*. Такое же влияние оказывают многолетние культурные травы, вызывающие в почвах, как и предполагал В. Р. Вильямс, усиление анаэробной обстановки. Разложение в пахотном слое органических веществ при запашке травяного пласта (и даже после его оборота) также вызывает существенное снижение Eh.

Близкие уровни грунтовых вод (1—2 *м*) чрезвычайно меняют условия окислительно-восстановительного режима. Величина Eh вблизи горизонта застойных грунтовых вод снижается на 60—200 *мв* в сравнении с вышележащими горизонтами. Собственно водоносный горизонт имеет часто нулевую, а иногда и отрицательную величину Eh, что свидетельствует о глубоком анаэробиозисе водоносных горизонтов. Лишь свободно циркулирующие грунтовые воды богаты кислородом и имеют высокий уровень Eh (400—500 *мв*).

Сезонный избыток влаги в почвах, вызываемый, например, муссонными дождями или поливами, также сопровождается существенным понижением величины ОВП. Так, дожди, выпадающие в теплый период, спо-

собны понизить величину Eh на 200—300 *мв*. И. П. Сердобольский констатировал такое временное снижение Eh после дождей на черноземных, болотных и глеево-подзолистых почвах.

Интересные исследования динамики ОВП были проведены Ю. А. Славным и П. И. Шаврыгиным (1964) в муссонных районах Приамурья (1957—1959 гг.) на широко распространенных здесь тяжелых глинистых почвах различного генезиса (рис. 91). Авторы установили, что наименьшие величины ОВП характерны для почв, затронутых болотным и лугово-глеевым процессами (200 *мв* и менее).

Наивысшие показатели ОВП (550—650 *мв*) характерны для хорошо дренированных бурых лесных почв. Вода муссонных дождей приносит в почвы много растворенного кислорода (и озона). Поэтому нередко в дождевой сезон ОВП увеличивается на 100—200 *мв*. Однако вследствие пересыщения почв влагой к осени ОВП вновь снижается.

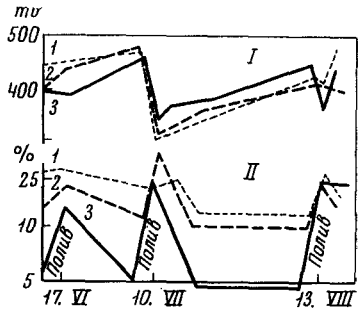


Рис. 92. Влияние полива на окислительно-восстановительные условия луговых солончаковатых почв (данные П. И. Шаврыгина)

I — Eh;
II — влажность;
глубина:
1 — 35—45 *см*,
2 — 15—20 *см*,
3 — 0—5 *см*

М. М. Кононовой и позже П. И. Шаврыгиным и И. П. Сердобольским установлено, что при поливе сероземных или сероземно-луговых почв Средней Азии Eh верхних 50 *см* почвы в течение 2—5—7 дней уменьшается на 150—200 *мв*. В последующем, на 10—15-й день, Eh постепенно возрастает и достигает исходной величины (рис. 92). Временное снижение величины Eh, вызываемое дождями и поливами, обязано недостатку кислорода в момент переувлажнения почвы и развитию восстановительных процессов. По мере высыхания почвы аэрация ее восстанавливается и доступ кислорода сдвигает окислительно-восстановительные системы вновь в сторону окисления (табл. 103).

Воздействие орошения на ОВП почв, как показали исследования Н. Зухурова (1964), зависит от типа почв, степени застойности грунтовых вод и особенно от содержания кислорода в оросительной воде. Холодные и прохладные воды быстрых горных рек богаты кислородом. Так, вода р. Чирчик в Ташкентской обл. имеет ОВП порядка 500—550 *мв*. Полив луговых и болотно-луговых почв в этих условиях сопровождается временным увеличением ОВП на 100—200 *мв* (особенно в первые 2—3 дня). Для полей орошаемого риса вода является существенным источником кислорода, а в толще почвы господствует анаэробный режим. Так, по данным Н. Зухурова, Eh составляет:

	Eh, *мв*
Поливная вода	500—440
Наилок, покрывающий почву	350—130
Слой почвы 0—10 *см*	320—100
Слой почвы 30—80 *см*	200—136

Таблица 103

Влияние временного увлажиения на снижение ОВП почв

(данные И. П. Сердобольского, П. И. Шаврыгина)

Болотно-подзолистая почва, Московская обл.			Луговая орошаемая почва, Фергана		
глубина, *см*	4.V	27. V (после дождей)	глубина, *см*	9.VII	10. VII (после полива)
8	560	395	5	460	380
20	612	345	20	500	330
35	585	340	45	495	300
50	567	265	65	430	270
70	555	150	80	450	260
80	550	130	100	510	320
100 (глей)	125	86	120	480	—
110 (глей)	120	72	130	400	240

При сбросе воды с рисового поля и его просыхании происходит увеличение ОВП. Сильная анаэробность на полях риса иногда сопровождается образованием сероводорода и сернистого железа, что вызывает потерю урожая. По-видимому, на рисовых полях полезны все средства аэрации поливной воды (перемешивание, насыщение воздухом).

Величина Eh существенно зависит также от щелочно-кислотных условий среды. Так, изменение pH на один интервал может вызвать сдвиги окислительно-восстановительного потенциала на 57—59 *мв*. Установлено также, что присутствие углекислого кальция, поддерживающего слабощелочную реакцию, замедляет снижение Eh в анаэробной среде.

В. Р. Вильямс высказывал предположение, что внутри почвенной структурной отдельности преобладает анаэробный режим, в то время как на ее поверхности господствует режим окисления. И. П. Сердобольский (1953) прямыми наблюдениями подтвердил справедливость этого предположения.

Огромное влияние на окислительно-восстановительный потенциал почвы оказывают растения, их корневая система, а также микроорганизмы, находящиеся в ризосфере корней. Установлено, что в почвах, находящихся под парами, величина Eh наибольшая. В аналогичных почвах под травами Eh на 100—200 *мв* меньше. В ризосфере корней Eh на 50—90 *мв* ниже общего фона, а в зоне разложения корней Eh снижается на 100—110 *мв* по сравнению с общим фоном.

Различие в состоянии окислительно-восстановительных систем внутри почвенных структурных агрегатов и вне их, в ризосфере и вдали от корней, в зоне разложения свежего органического вещества и вне этой зоны приводит к тому, что для почвенных горизонтов характерна чрезвычайно большая пестрота и изменчивость величины Eh как во времени, так и в пространстве. Даже в пределах одного почвенного горизонта на ближайших расстояниях амплитуда Eh может достигать 250—300 *мв*. Поэтому в различных частях почвенных горизонтов одних и тех же почв могут протекать диаметрально противоположные реакции окисления и восстановления, ведущие к образованию и к одновременному сосуществованию на близких расстояниях соединений разной степени окисленности и восстановленности.

Однако при всей этой пестроте в дождливые сезоны года при избыточном увлажнении и недостатке кислорода в почве преобладает восстановительный режим, с развитием процессов денитрификации, десульфирования, раскисления соединений железа и марганца.

Возможно, именно с этим связано угнетение озимых культур к весне на участках так называемых вымочек. Н. С. Авдонин установил, что на таких участках в почвах появляется в токсических концентрациях подвижный двухвалентный марганец. Аналогичный вывод был сделан В. Н. Кураевым (1968) в отношении повышенных концентраций двухвалентного железа.

Наоборот, сухие периоды в жизни почв характеризуются господством окислительного режима. Иссушение почвенных горизонтов и уменьшение влажности сопровождаются увеличением степени аэрированности почвенного профиля и соответственно исчезновением подвижных форм соединений железа, марганца и гумуса.

Как справедливо отмечает И. С. Кауричев (1965), во всех этих чисто почвенных явлениях особое значение приобретает взаимное превращение гуминовых кислот и фульвокислот, которым управляет уровень ОВП и реакция среды. Анаэробные условия и кислая реакция способствуют преобразованию части гуминовых кислот в фульвокислоты.

Обратимые окислительно-восстановительные системы в почвах

Большинство известных и возможных окислительно-восстановительных систем в почвах изучено недостаточно. В числе наиболее изученных есть как чисто минеральные, так и органические. Различают окислительно-восстановительные системы обратимые и необратимые. Обратимыми являются такие системы, которые в процессе изменения окислительно-восстановительного режима не меняют суммарный запас компонентов. Необратимые окислительно-восстановительные системы в процессе изменения окислительно-восстановительного режима утрачивают часть веществ в виде газов (уходящих в атмосферу) или в результате выпадения в осадок. В почвах преобладают необратимые окислительно-восстановительные системы.

Н. Г. Зырин и Д. С. Орлов (1964) называют следующие окислительно-восстановительные системы, которые чаще других встречаются в почвах: Fe^{+3}—Fe^{+2}; CO_2—CH_4; NO_3—NO_2—NH_3; SO_4—H_2S; PO_4—PH_3; Mn^{+2}—Mn^{+3}—Mn^{+4}; Cu^{+}—Cu^{+2}; Co^{+2}—Co^{+3}.

Система $Fe^{+3} \leftrightarrows F^{+2}$. Эта система занимает в числе обратимых окислительно-восстановительных систем особое место. Она чутко реагирует на малейшие изменения окислительно-восстановительной обстановки. Растворимость соединений окисного железа крайне низка. По данным Крюкова и Авсеевича, произведение растворимости гидроокиси железа равняется $0{,}7 \cdot 10^{-36}$. Ионы трехвалентного железа могут появляться в почвенных растворах только при pH меньше 3, что бывает редко. Однако растворимость соединений железа управляется не столько щелочно-кислотными, сколько окислительно-восстановительными условиями.

На рис. 93 можно видеть, что растворимость и подвижность соединений двухвалентного железа тем больше, чем ниже pH и чем ниже ОВП (Eh). Особенно велика растворимость и подвижность соединений двухвалентного железа при pH меньше 6 и при Eh меньше 300—150 *мв*. При одной и той же величине pH снижение Eh до величины 150—200 *мв*

способно вызвать повышение растворимости сооединений двухвалентного железа до величины 0,1—0,75 *г-мол/л*.

В противоположность этому повышение ОВП до 400—500—700 *мв* даже при условии низкого pH способствует практически полному исчезновению железа из растворов вследствие перехода соединений двухвалентного железа в трехвалентное. Переход соединений трехвалентного железа в двухвалентное и обратно является процессом обратимым. При снижении Eh и подкислении раствора происходит растворение ранее осажденных соединений железа и появление их в растворе в форме двухвалентных соединений. Повышение ОВП и увеличение pH сопровождается переходом закисных форм железа в окисные и выпадением их в осадок.

В системе $Fe^{+3} \leftrightarrows Fe^{+2}$ при Eh 860 *мв* 99% ионов железа находится в окисной форме. В той же системе, но при Eh 640 *мв* 99% ионов железа представлено закисными формами (табл. 104).

Таблица 104

Окислительно-восстановительные условия и подвижность железа
(данные И. П. Сердобольского)

Eh, *мв*	Соотношение, %		Eh, *мв*	Соотношение, %	
	Fe^{+3}	Fe^{+2}		Fe^{+3}	Fe^{+2}
860	99*	1	600—400	1	99
750	50	50	<100	0	100

* Возможен хлороз.

Увеличение Eh почвы на 5—6 *мв* уменьшает концентрацию ионов железа примерно в 2 раза. Наиболее интенсивно снижение концентрации подвижного железа при уменьшении Eh происходит в щелочной среде.

Известно, что абсолютные запасы соединений железа в почвах составляют в среднем 4—6% Fe_2O_3. В питании растений имеют значение почти исключительно закисные формы железа. С урожаем растений выносятся заметные количества железа. Между тем, по подсчетам И. П. Сердобольского, в кислых почвах с pH 5—6 в пахотном слое содержание доступного железа в отдельные моменты колеблется в пределах 2—16 *мг/га*. Таким образом, нормальное питание растений соединениями железа требует хотя бы периодического возникновения восстановительных процессов. Очевидно, такие восстановительные процессы возникают в ризосфере корневых систем, внутри структурных агрегатов, а также в периоды переувлажнения почвы влагой. Однако в условиях господства окислительного режима, особенно при щелочной реакции среды, может создаваться дефицит подвижных соединений железа. Дефицит железа в этих условиях может приводить к сильному угнетению растений, к заболеванию хлорозом и даже к их гибели, как это наблюдается на виноградниках Восточного Закавказья.

Миграция соединений железа возможна главным образом в форме соединений двухвалентного железа (комплексы с фульвокислотами или бикарбонаты), в условиях повышенной кислотности и пониженного Eh.

В сероземах, черноземах, каштановых почвах подобные условия практически отсутствуют. Наоборот, в почвах влажных тропиков и субтропиков (бокситовые почвы, красноземы и желтоземы, латериты), дерново-подзолистых и болотных почвах складываются наиболее благоприятные условия для увеличения подвижности соединений железа в результате сильной кислотности и длительных периодов анаэробиозиса. Этим, очевидно, объясняется интенсивная миграция соединения железа в кислых почвах избыточно увлажненных областей. Именно здесь констатируется развитие подзолообразовательного процесса, с одной стороны, и аккумуляция соединений железа в виде иллювиальных железистых горизонтов, в виде скоплений ортштейновых и латеритных горизонтов и в виде болотной дерновой руды — с другой.

В пойменных, луговых и засоленных почвах, имеющих близкие грунтовые воды, также периодически развивается анаэробный режим. Несмотря на присутствие нитратов и щелочную реакцию среды, снижение окислительно-восстановительного потенциала здесь бывает достаточным для перевода трехвалентного железа в двухвалентное. Этим объясняется движение соединений железа и их накопление с образованием ортштейновых дробинок и небольших конкреций в условиях пойменно-дельтовых почв, а также в солончаковых низменностях.

Система $Mn^{+4} \rightleftarrows Mn^{+2}$. Марганец является весьма важным биофильным элементом. Соединения четырехвалентного марганца, встречающиеся в почве,— пиролюзит MnO_2, псиломелан $KMnO \cdot 1Mn \cdot \cdot nH_2O$ нерастворимы в условиях, характерных для почвенных горизонтов. Подвижными и доступными для растений являются соединения двухвалентной формы марганца. Обменный марганец в почвах представлен двухвалентным катионом. Гидраты окислов, фосфаты и карбонаты марганца, находящиеся в почвенных растворах,— также соединения двухвалентных форм.

Система $Mn^{+4} \rightleftarrows Mn^{+2}$ является, пожалуй, еще более чуткой к изменению ОВП, чем система $Fe^{+3} \rightleftarrows Fe^{+2}$. Концентрация ионов двухвалентного марганца при повышении кислотности и при понижении ОВП возрастает в десятки тысяч раз. Даже при относительно щелочной реакции, например при pH 8—8,5, снижение Eh до 300—400 *мв* обеспечивает концентрацию марганца порядка 10^{-3}—10^{-2} *г-мол/л*. Таким образом, сравнительно небольшое развитие анаэробиозиса переводит значительные количества марганца в растворенное состояние; и наоборот, слабый приток кислорода способствует осаждению марганца. Так, возрастание Eh до 500—600 *мв* вызывает быстрый переход двухвалентного марганца в четырехвалентный и уменьшение концентрации марганца в растворе до 10^{-9}—10^{-11} *г-мол/л*, т. е. практически до следов. Как и в случае с железом, изменение Eh на 5—6 *мв* приводит к увеличению растворимости марганца в 2 раза.

Таким образом, поведение соединений марганца при изменении окислительно-восстановительного режима сходно с поведением соединений железа, но вместе с тем, как видно на рис. 93, они не идентичны.

При преобладании в почвах окислительных процессов растения испытывают дефицит марганца, так же как и дефицит железа, и заболевают марганцевым хлорозом («бледная немочь», «серая немочь»— dry spot, leaf speck). Чаще марганцевый хлороз растений возникает на сухих щелочных почвах. Но дефицит марганца и соответственно хлороз растений наблюдаются и на кислых почвах при условии длительного господства окислительных процессов.

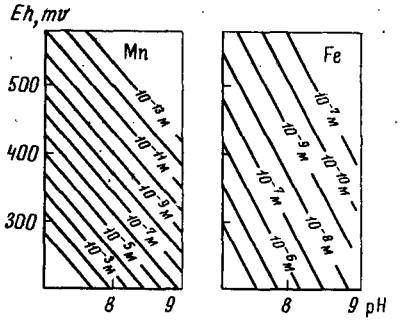


Рис. 93. Концентрация ионов марганца и железа в зависимости от Eh и pH раствора (Сердобольский, 1950)

Концентрация двухвалентного марганца в кислых почвах при анаэробном режиме возрастает настолько сильно (в сотни раз выше, чем концентрация ионов железа), что в ряде случаев констатируется угнетение растений. Такие явления наблюдались А. Т. Кирсановым и Н. С. Авдониным.

Помимо прямого отрицательного воздействия высоких концентраций марганца на сельскохозяйственные растения, вероятно, имеет место и косвенное воздействие. Избыток марганца, так же как избыток железа и алюминия, приводит к связыванию соединений фосфорной кислоты и к нарушению нормального фосфорного питания растений.

Содержание марганца в почвах достаточно велико ($\approx 0{,}08\%$), однако в сухих щелочных почвах (например, в сероземах, черноземах, каштановых почвах) растения могут испытывать недостаток марганца. В этих условиях марганцевые микроудобрения могут играть существенную роль. Однако нужно иметь в виду, что эффективность применяемых обычно марганцевых удобрений, являющихся отходами промышленности и представленных четырехвалентной формой марганца (MnO_2), будет зависеть от влажности, от реакции почвенного раствора и особенно от окислительно-восстановительного потенциала этих почв.

Периодический анаэробиозис, а также повышенная кислотность и снижение Eh в ризосфере корневой системы растений будут способствовать большей эффективности марганцевых удобрений. Не исключено, что высокое плодородие дельтовых и пойменных почв обязано тому, что здесь влажность, богатство минеральными соединениями и окислительно-восстановительные условия обеспечивают достаточно высокое содержание подвижных форм железа и марганца.

Таблица 105

Соотношение железа и марганца в осадках, выпадающих при разных условиях
(Сердобольский, 1950)

Условие	В растворе, *г-мол*·10^{-7}		В осадке, *г-мол*·10^{-7}		Соотношение, %	
	Fe	Mn	Fe	Mn	Fe	Mn
Начальная концентрация	350	350	—	—	—	—
pH 5, Eh 600	143	13	207	337	38	62
pH 6,5, Eh 400	11	239	339	111	75	25
pH 6,9, Eh 350	5	329	345	21	94	6

Миграция соединений марганца в ходе почвообразовательного процесса в вертикальном направлении и по элементам рельефа сходна с миграцией соединений железа. Наиболее благоприятные условия для выноса марганца складываются в кислых почвах в период их переувлажнения, когда господствует анаэробный режим.

Подобные условия регулярно складываются в кислых дерново-подзолистых, таежно-мерзлотных, глеевых, осолоделых, болотных, красноземных и желтоземных почвах. Однако возможна миграция марганца в форме бикарбонатов, фосфатов и гидратов двухвалентного марганца и аккумуляция его в гидроморфных засоленных, луговых и дельтово-пойменных почвах. В таких условиях часто наблюдается скопление окислов марганца в переувлажненных и водоносных горизонтах почв.

Миграция и аккумуляция соединений железа и марганца происходят при почвообразовании одновременно. Но соотношение железа и марганца в растворах и осадках сильно изменяется в зависимости от pH и ОВП (табл. 105). В нейтральной и слабокислой среде при низком значении Eh в растворах марганца больше, чем железа, но в осадках преобладает железо. В кислой среде при высоком ОВП, наоборот, железо удерживается в растворе, а марганец преобладает в осадке.

Необратимые окислительно-восстановительные системы в почвах

Необратимые окислительно-восстановительные системы в почвах в процессе изменения окислительно-восстановительного режима теряют часть некоторых компонентов в форме особо подвижных соединений, чаще всего газов, уходящих в атмосферу. В числе таких систем особенно большое значение в развитии почвенных процессов и почвенного плодородия имеют системы нитраты ⇄нитриты и сульфаты⇄сульфиды.

Система $NO_3 \rightarrow NO_2 \rightarrow NO \rightarrow N$. Процессы нитрификации и денитрификации, протекающие под воздействием соответствующих микроорганизмов, управляются и регулируются условиями окислительно-восстановительного режима и концентрацией водородного иона. Процесс нитрификации и накопления нитратов происходит в условиях господства окислительного режима и при высоких Eh, порядка 400—500 *мв*. Этим, в частности, объясняются значительные накопления нитратов в почвах экстрааридных пустынь, где господствует режим окисления (Чили, Перу, некоторые районы Центральной Азии). Малейшее ухудшение аэрированности почв под влиянием переувлажнения в результате поступления влаги на поверхность почвы или путем подтопления грунтовыми водами вызывает снижение Eh и развитие процессов денитрификации.

Таблица 106

Содержание нитратов и нитритов в суспензии лесной подстилки в зависимости от Eh

Время от начала измерения	Eh, *мв* (среднее значение)	Концентрация NO_3, *мг/л*	Концентрация NO_2, *мг/л*
1 час 30 мин.	560	9,8	Нет
2 часа 30 мин.	520	—	—
Одни сутки	340	Нет	9,5
Двое суток	—20	»	Нет

Лабораторными опытами, а также полевыми наблюдениями установлено, что снижение Eh до 340 *мв* вызывает переход нитратов в нитриты. Дальнейшее снижение величины ОВП вызывает переход нитритов в газообразные окислы азота и исчезновение соединений азота из почвенных горизонтов (табл. 106).

Есть сведения о том, что при Eh менее 20—40 *мв* все нитриты переходят в окислы азота. И. П. Сердобольский дает следующую схему зависимости между ОВП и составом компонентов систем соединений азота:

Eh *мв*	750—480	480—340	340—200	200—0
Окислительно-восстановительная система	Нитраты	Нитриты и нитраты	Нитриты	Окислы азота

Существованием этой окислительно-восстановительной системы объясняется исчезновение нитратов после интенсивного переувлажнения почв, что вызывает анаэробный режим и дефицит азотного питания растений. С другой стороны, особенности этой же системы объясняют явления интенсивной нитрификации и накопления нитратов в черноземах и сероземах в сухие периоды, когда господствует окислительный режим. Этим же объясняются случаи интенсивной аккумуляции нитратов с образованием так называемых нитратных солончаков.

Система сульфаты⇄сульфиды. Окислительно-восстановительная система сульфаты⇄сульфиды играет большую роль во всех почвах, где присутствуют и циркулируют сернокислые соли, особенно в условиях щелочной и нейтральной реакции среды. При участии соответствующих микроорганизмов система сульфаты⇄сульфиды в присутствии органического вещества и при недостатке кислорода резко сдвигается в сторону сульфидов; развивается процесс восстановления сульфатов до сернистых металлов.

Эта реакция, протекающая в интервале ОВП от +100 до —100 *мв*, может быть представлена следующей схемой:

$$Na_2SO_4 + 2C \rightarrow Na_2S + 2\overset{\uparrow}{\overline{CO_2}}.$$

Происходит превращение восьмивалентной серы в двухвалентную: $S^{-8} \rightarrow S^{-2}$. Под действием циркулирующей в почвенном воздухе и почвенных растворах углекислоты сернистые металлы легко разлагаются, образуя бикарбонаты и карбонаты щелочей и щелочных земель. Эта вторая реакция, сопровождающая процесс восстановления сульфатов, изображается схемой

$$Na_2S + H_2CO_3 \rightarrow Na_2CO_3 + \overset{\uparrow}{\overline{H_2S}}.$$

Образующийся сероводород в газообразной форме уходит в атмосферу. Развивается процесс десульфирования или десульфации почвенного раствора, грунтовых вод или глубинных подземных вод, сопровождающийся постепенным исчезновением сернокислых солей и подщелачиванием раствора. Хлористые соли при этом остаются в растворе нетронутыми, поэтому в результате процессов десульфирования хлоридно-сульфатные растворы превращаются в хлоридные или карбонатно-хлоридные.

Процессы десульфирования наблюдаются в луговых солончаковатых почвах, хлоридно-сульфатных солончаках, соляных грязях и торфяных

болотах, а также в донных отложениях застойных водоемов. Морфологическими признаками процессов десульфирования являются черно-синяя окраска, обязанная наличию сернистого железа, а также запах сероводорода. Эти явления наблюдаются на полях орошаемого риса и на солончаках при их длительном затоплении стоячей водой.

Доступ кислорода и снижение уровня грунтовых вод в период просыхания переувлажненных почв вызывают сдвиг этой окислительно-восстановительной системы в обратном направлении. Развиваются интенсивные окислительные процессы, как в результате чисто химических реакций, так и под воздействием окисляющих микроорганизмов. В этот период в почвах и грунтах образуются соединения серы, окисляемые в дальнейшем до серной кислоты и сульфатов. Часть серы утрачивается из системы в форме сероводорода, поэтому полной обратимости реакции окисления — восстановления в этом случае нет. После сдвига окислительно-восстановительного режима в сторону окисления величина pH может упасть с 7,5—8,3 до 2,5—3,0. Такие явления иногда наблюдаются при осушении болот.

Процессы восстановления сульфатов и десульфирования особенно интенсивно протекают в нефтяных водах, которые в результате этого полностью утрачивают сернокислые соли и превращаются в хлоридно-натриевые, хлоридно-кальциевые рассолы.

Известно, что в резко анаэробных условиях соединения фосфора подвергаются сходным реакциям с образованием фосфония PH_3, уходящего в атмосферу из почвы. Однако эти реакции в почвах не изучены.

Прочие окислительно-восстановительные системы

Выше охарактеризованы лишь немногие из известных окислительно-восстановительных систем; их перечень может быть значительно расширен. Однако они изучены еще недостаточно.

Как мы могли убедиться на основе рассмотренных выше примеров, во многих случаях переход ионов в низковалентные формы способствует повышению их геохимической подвижности. Так, двухвалентные формы

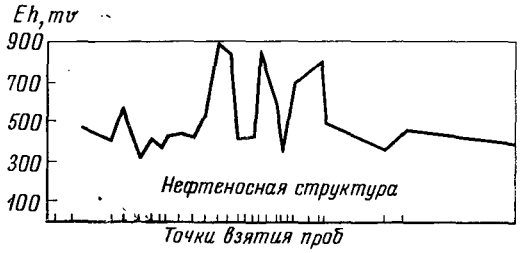


Рис. 94. Колебания окислительно-восстановительного потенциала почв над нефтяной залежью (Сердобольский, 1953)

ионов железа и марганца значительно более подвижны, чем высоковалентные формы железа и марганца. Низковалентные соединения азота и серы отличаются летучестью. Однако установлено, что для урана, ванадия, молибдена, хрома наиболее растворимыми и геохимически подвижными являются не низковалентные формы, а высоковалентные, окисленные. Различие в ОВП элементов приводит к существенным различиям в их почвенной и геохимической истории, обусловливает дифференциацию их во времени и пространстве с формированием соответствующих аккумуляций и горизонтов.

Открытый и описанный Г. Н. Высоцким (1905) процесс глееобразования является наиболее широко распространенным примером резко выраженного восстановительного режима в условиях почвообразования при избыточном увлажнении. При этом образуются восстановленные формы соединений железа, марганца, углерода, серы, азота, фосфора и сопутствующих им микроэлементов.

Выше отмечено, что поверхностные горизонты большинства почв характеризуются ОВП в пределах 400—700 *мв*. В тех случаях, когда через толщу земной коры и почвенного покрова проходят в заметных количествах газовые струи от нефтяных месторождений, величина Eh подвержена очень резким колебаниям — от 800—900 до 200—300 *мв*. Резко пульсирующий характер Eh приобретает вблизи проекции границы нефтяной залежи, находящейся на большой глубине (рис. 94).

Таким образом, показатель ОВП служит не только для характеристики особенностей почвенного покрова, почвенного плодородия, водно-воздушного режима, он может быть использован и для поисков нефтяных и газовых месторождений, залегающих на больших глубинах и проявляющихся нарушениями фонового уровня Eh в верхних почвенных горизонтах.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 5

От автора 7

Часть первая

ПРЕДМЕТ И ИСТОРИЯ ПОЧВОВЕДЕНИЯ

Введение 11

Роль почвенного покрова в жизни Земли 12

Почвенный покров как важнейшее условие существования человека 15

Почвенный покров как средство производства и объект труда в сельском хозяйстве 15

Значение почвенного покрова в геологической службе 16

Значение почвенного покрова в медицине и ветеринарии 17

Почвоведение в борьбе за материалистическую диалектику 18

Предмет и методы почвоведения 21

Наиболее общие свойства почвы, отличающие ее от горных пород 21

Методы почвоведения 33

Морфология почв 35

Окраска почвенных горизонтов 35

Структура почв 37

Сложение почв 39

Водные свойства почв 39

Новообразования в почвах 39

Включения 41

Механический состав 42

Морфология почв, измененных культурой 43

Морфологическое выделение почвенных горизонтов 43

Основные вехи в истории науки о почве 47

Агрикультурхимия и почвоведение в начальный период развития капитализма 51

Почвоведение в период развития капитализма 56

Почвоведение в СССР после Великой Октябрьской социалистической революции 65

Роль русского и советского почвоведения за рубежом 75

Часть вторая

КРУГОВОРОТ ВЕЩЕСТВ И ЭНЕРГЕТИКА ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

Значение геологического круговорота в почвообразовании 81
Важнейшие особенности геологического круговорота веществ 81
Циклический (ритмический) характер развития геологического круговорота 86
Современные структурные особенности суши 96

Биологический круговорот веществ и почвообразование 99
Биосфера Земли и ее особенности 99
Живое вещество, его состав и функции в биосфере и почвах 102
Химические элементы, входящие в состав живого вещества 105
Общая биогеохимическая и почвообразующая роль организмов 108
Необратимый характер биологических круговоротов 113
История биологического круговорота веществ и почвообразовательного процесса 114

Вопросы энергетики почвообразования 127
Почва как термодинамическая система 127
Основные начала термодинамики в приложении к почвоведению 129
Поступление энергии в почву 132
Запас энергии в почвах 144
Энергетический баланс почвообразования 154
Энергетика экосистем и биосферы в целом 156

Часть третья

ФАКТОРЫ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

Учение о факторах почвообразования 161

Климат как фактор почвообразования 167
Значение солнечной радиации в почвообразовании 169
Роль атмосферных осадков в почвообразовании 173
Совместное влияние атмосферных осадков и температуры 178
Сезонные почвообразовательные процессы, связанные с влиянием климата 182
Изменения климата и почвообразование 185

Горные породы и их роль в почвообразовании 192
Магматические (массивно-кристаллические) породы 192
Метаморфические породы 195
Осадочные почвообразующие породы 196
Происхождение и химизм осадочных пород 197
Связь рельефа и почвообразующих пород 201

Глубинные факторы почвообразования 208
Вулканизм 208
Неоткетоника и землетрясения 212
Геохимическая концентрация вещества 214
Напорные глубинные минерализованные воды 219

Организмы как фактор почвообразования 222
Роль животных в почвообразовании 222
Роль растений в почвообразовании 230
Роль микроорганизмов в почвообразовании 238
Почва как биохимическая система 246
Время как фактор почвообразования 249
Абсолютный возраст почв и методы его определения 255
Погребенные почвы 266
Реликтовые признаки современных почв 271

Часть четвертая

ГЛАВНЫЕ КОМПОНЕНТЫ ПОЧВЫ

Минералы, слагающие твердую фазу почв 277
Важнейшие первичные минералы почв 280
Вторичные минералы осадочных пород и почв 283
Органическое вещество почв 296
Органические вещества почв неспецифической (индивидуальной) природы 301
Органическое вещество почв специфической природы 305
Взаимодействие органического вещества с минеральной частью почвы 310
Роль органических веществ почвы в питании и развитии растений 313
Содержание и состав гумуса в почвах 315
Способы сохранения и повышения содержания гумуса в почвах 320
Почва как многофазная полидисперсная система 322
Физические показатели твердой фазы почвы 322
Структура почв 330
Гранулометрический состав почв и грунтов 345
Почвенные коллоиды и почвенные растворы 360
Поглотительная способность почв 377
Почвенные растворы 401
Реакция почв и почвенных растворов 407
Реакция почв, растения и почвенные типы 411
Почвенный воздух и воздушные свойства почв 420
Окислительно-восстановительные системы и почвообразование 432

Виктор Абрамович Ковда
ОСНОВЫ УЧЕНИЯ О ПОЧВАХ

Книга I

Утверждено к печати
Научным советом по проблемам почвоведения
и мелиорации почв АН СССР

Редактор издательства **М. Е. Анцелович**
Редактор **В. Д. Васильевская**
Художник **Н. А. Седельников**
Художественный редактор **С. А. Литвак**
Технический редактор **Л. Н. Золотухина**

Сдано в набор 25/X 1972 г. Подписано к печати
26/V 1973 г. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 1.
Усл. печ. л. 37,57. Уч.-изд. л. 35,3. Тираж 4600.
Т-07035. Тип. зак. 5243. Цена 2 р. 93 к.

Издательство «Наука», 103717 ГСП,
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука», 121099,
Москва Г-99, Шубинский пер., 10